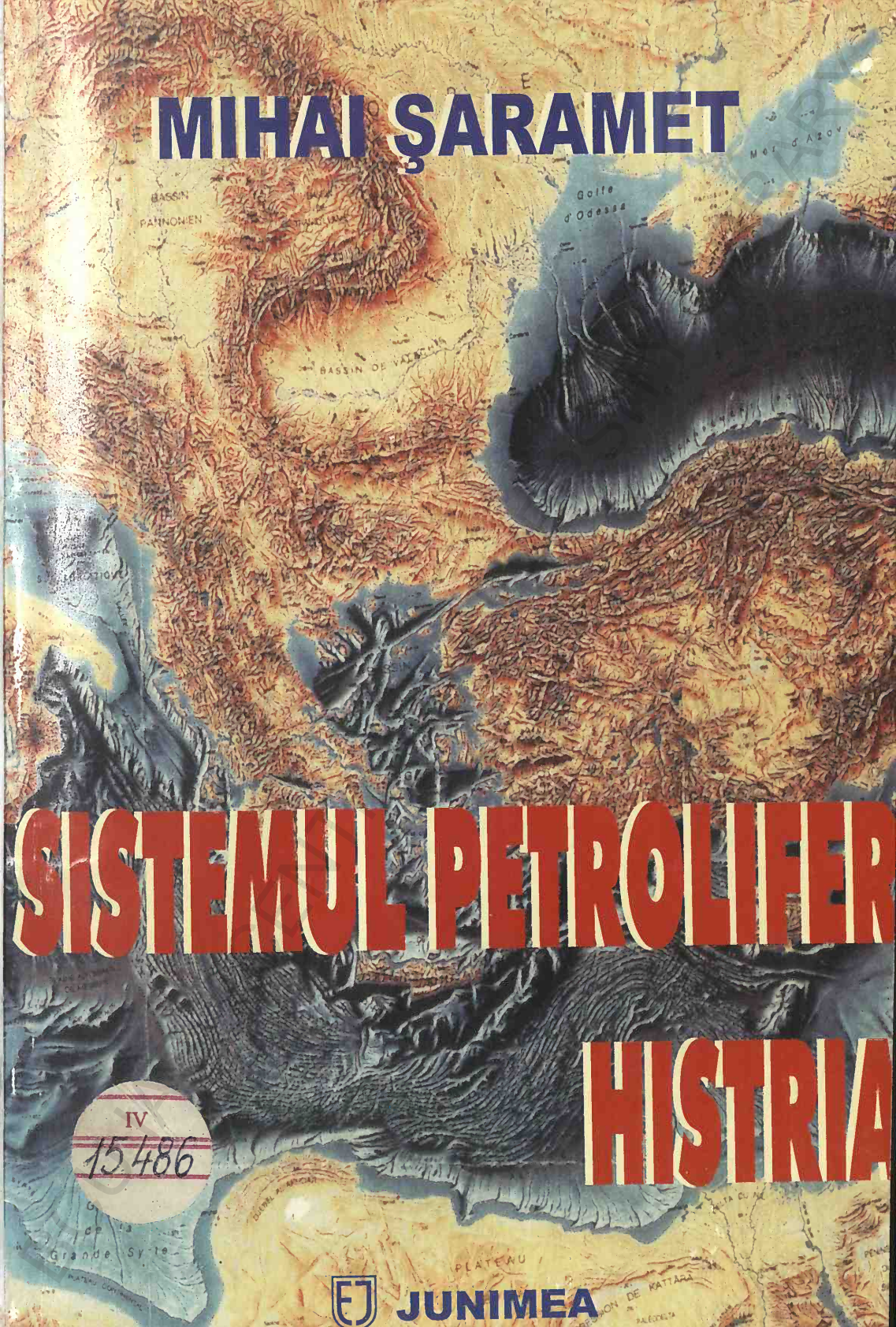

MIHAI ŞARAMET
SISTEMUL PETROLIFER
HISTRIA
IV
15486
JUNIMEA

MIHAI ŞARAMET

IV - 15 486

SISTEMUL PETROLIFER HISTRIA

317534
B.C.U. IASI

EDITURA JUNIMEA
IAŞI - 2004

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

INTRODUCERE 5

1. DEPRESIUNEA HISTRIA ÎN CONTEXTUL BAZINULUI SEDIMENTAR AL MĂRII NEGRE ...7
1. 1. Unităţile tectonice adiacente Mării Negre 10
Platforma Est Europeană 10
Platforma Scitică 12
Platforma Moesică 12
Orogenul Nord Dobrogean, Crimeea Alpină şi Caucazul Mare 13
Balcanii, Pontidele şi Caucazul Mic 14
1. 2. Bazinul Sedimentar al Mării Negre 16
1. 3. Modelele evolutive ale Mării Negre 18
1. 4. Şelful românesc al Mării Negre 22
1. 5. Evoluţia unităţii centrale de şelf din prelungirea Orogenului Nord Dobrogean 28
Etapa pre-Marea Neagră 28
Etapa Marea Neagră 30

2. IDENTIFICAREA ŞI CARACTERIZAREA SISTEMULUI PETROLIFER HISTRIA 39
2. 1. Identificarea sistemului petrolifer 41
2. 2. Caracterizarea subsistemului de generare-expulzare 44
2. 3. Caracterizarea subsistemului de migraţie-acumulare 53

3. POTENŢIALUL GENETIC AL SISTEMULUI PETROLIFER HISTRIA 55
3. 1. Generarea şi expulzarea hidrocarburilor 55
3. 2. Simularea generării şi expulzării hidrocarburilor 59

CONCLUZII 83

ABSTRACT 85

RÉSUMÉ 86

BIBLIOGRAFIE 87

ANEXE 96

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

INTRODUCERE

Depresiunea Histria este situată pe şelful românesc al Mării Negre din prelungirea Orogenului Nord Dobrogean (fig. 1). Cercetarea şelfului românesc, desfăşurată între anii 1967 şi 1973 prin prospecţiune seismică, gravimetrică şi magnetometrică, a pus în evidenţă posibile structuri purtătoare de petrol şi ca urmare în anul 1974 s-a forat prima sondă de referinţă pe structura Ovidiu (sonda 1 Ovidiu Est).

Cinci ani mai târziu sonda numărul 8 săpată pe structura Lebăda Est, la un test executat în intervalul 2.055÷2.142 m, a produs ţiţei din formaţiunile sedimentare ale Cretacicului superior (Turonian-Santonian) şi gaze cu condensat din formaţiunile eocene, dovedind astfel că şelful românesc al Mării Negre are potenţial petrolifer.

În anul 1980 din sondele proiectate pentru conturarea zăcămintelor deschise pe structura Lebăda Est, sonda 82 a deschis o formaţiune albiană care la probele de producţie a avut un debit de ţiţei remarcabil. Din acest moment, prin intensificarea activităţii de cercetare, în formaţiunile sedimentare cretacice (Albian şi Cretacic superior) şi eocene ale Depresiunii Histria au fost evidenţiate acumulări de hidrocarburi cu caracter comercial şi pe structurile Lebăda Vest şi Sinoe.

La începutul anului 1999 sonda 60 Pescăruş a interceptat o nouă acumulare de ţiţei în formaţiunile sedimentare cenomaniene (Cretacic superior), care a completat imaginea potenţialului petrolifer al depresiunii. În prezent structurile petroliere cu caracter comercial din depresiunea Histria sunt: Sinoe, Lebăda Vest, Lebăda Est şi Pescăruş.

Modestele noastre cercetări, prezentate în continuare, şi-au propus identificarea, caracterizarea şi evaluarea sistemului petrolifer care a generat şi conservat ţiţeiul, gazele cu condensat şi gazele din structurile menţionate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

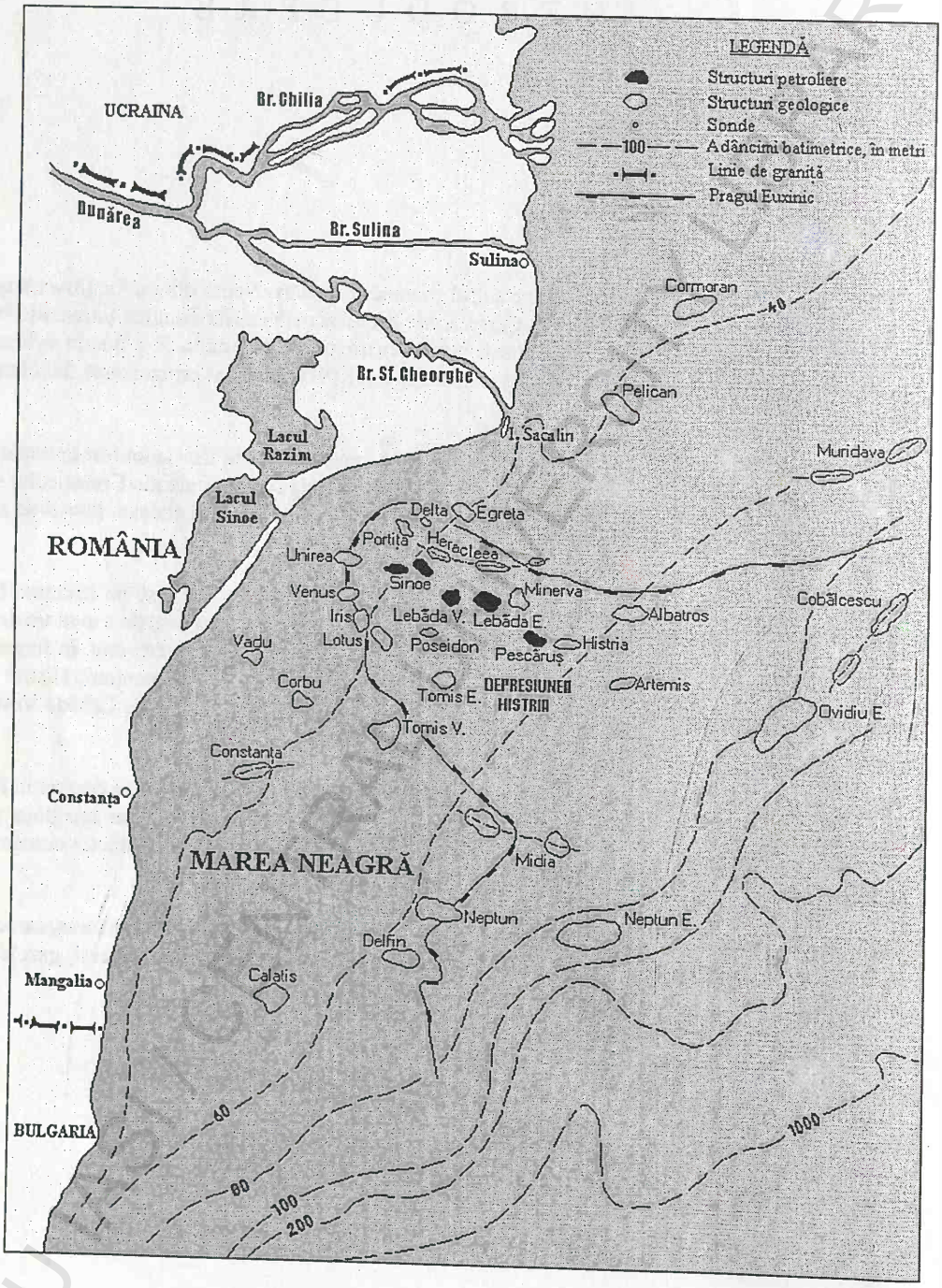


Figura 1. Șelful românesc al Mării Negre.

1. DEPRESIUNEA HISTRIA ÎN CONTEXTUL BAZINULUI SEDIMENTAR AL MĂRII NEGRE

Denumirea Mării Negre este în legătură cu apele sale care pe timp de furtună se închid la culoare (Vasiliu, 1932). În antichitate Marea Neagră a fost denumită de greci „Pontos axenos = Mare neprimitoare (neospitalieră)", iar în secolul 7÷6 î.e.n., când s-au format pe țărmul ei coloniile greceşti Histria, Tomis şi Calatis, denumirea a fost schimbată în „Pontos euxeinos = Mare primitoare".

Marea Neagră situată între continentele Europa şi Asia, între $40^0$55'÷$56^0$37' latitudine nordică şi $27^0$27'÷$41^0$47' longitudine estică, constituie o mare intercontinentală. De formă eliptică cu lungimea maximă 1.130 Km, lățimea maximă 530 Km şi adâncimea maximă 2.245 m, Marea Neagră acoperă o suprafață de 413.488 Km^2 şi a acumulat în timp un volum de apă de 529.950 Km^3 (fig. 2).

Țărmul său, cu lungime totală de 4.790 Km, este repartizat astfel: România 244 Km, Bulgaria 378 Km, Turcia 1.350 Km, Georgia 310 Km, Rusia 500 Km şi Ucraina 2.008 Km (Romanescu, 1997).

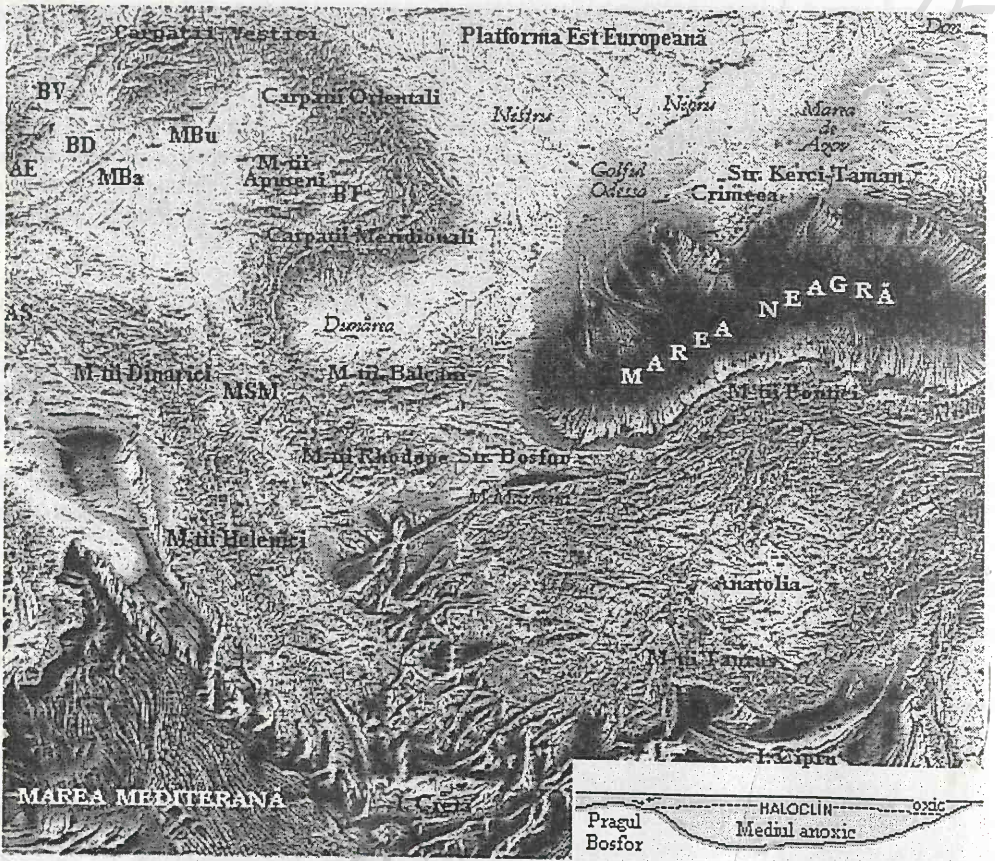
În apropierea țărmului românesc al Mării Negre ies la suprafață Insula Şerpilor şi Insula Sacalinul Mare. Cea din urmă este situată la gura de vărsare a Dunării (brațului Sf. Gheorghe) şi are o istorie relativ recentă; actul său de naştere a fost datat în anul 1897, ca urmare a unei viituri catastrofale. În privința peninsulelor, cea mai semnificativă este Crimeea.

La nord legătura cu Marea de Azov se face prin strâmtoarea Kerci-Taman peste un prag cu adâncimea apei de aproximativ 5 m, ca urmare a sedimentării active a aluviunilor aduse de fluviile Don şi Kuban. Marea de Azov, care are o salinitate mult mai scăzută decât a Mării Negre, este privită ca un bazin de recepție a fluviului Don. La sud-vest Marea Neagră comunică cu Marea Marmara prin strâmtoarea Bosfor, a cărei lățime este de 750 m şi adâncime de 27,5 m.

În prezent Marea Neagră are un bilanț de apă pozitiv, cu aport de apă dulce (datorat apelor curgătoare care se varsă în ea), ceea ce conduce la reducerea salinității apei marine. Ca urmare, apele Mării Negre pot fi împărțite în două medii cu salinități diferite: primul de adâncime (cu ape ce provin din mările Marmara şi Mediterană) cu salinitatea cuprinsă între 21÷22 ‰ şi al doilea de suprafață (cu ape îndulcite), cu salinitatea de 15÷19 ‰. Această diferență de salinitate este în cea mai mare măsură rezultatul a doi curenți care se compensează reciproc. Curentul de suprafață este dirijat dinspre Marea Neagră spre Marea Marmara, iar curentul de adâncime, are direcție inversă. Intensitatea deplasării curenților de compensație este influențată de densitatea şi de temperatura apei: curentul de suprafață mai cald are temperatura de 25÷26 ^{0}C, în timp ce curentul mai rece de adâncime are 9÷14 ^{0}C.

Configurația morfobatimetrică a Mării Negre, în raport cu mările învecinate, a condus cu 7.000 de ani în urmă la inițierea unui proces de acumulare a hidrogenului sulfurat, nociv vieții. Acest gaz format în apele de adâncime, datorită descompunerii substanțelor organice de către bacteriile anaerobe, s-a acumulat în timp şi s-a ridicat spre stratele superioare, în detrimentul oxigenului. În prezent mediul oxic de suprafață favorabil vieții, cu o concentrație medie în oxigen de 9,1 mg/l, este separat de mediul anoxic de adâncime printr-un haloclin permanent. Haloclinul este situat la adâncimea de 250 m şi se ridică treptat către centru şi suprafață la 150 m

BCU "OVIDIUS" CONSTANȚA UNIVERSITY LIBRARY

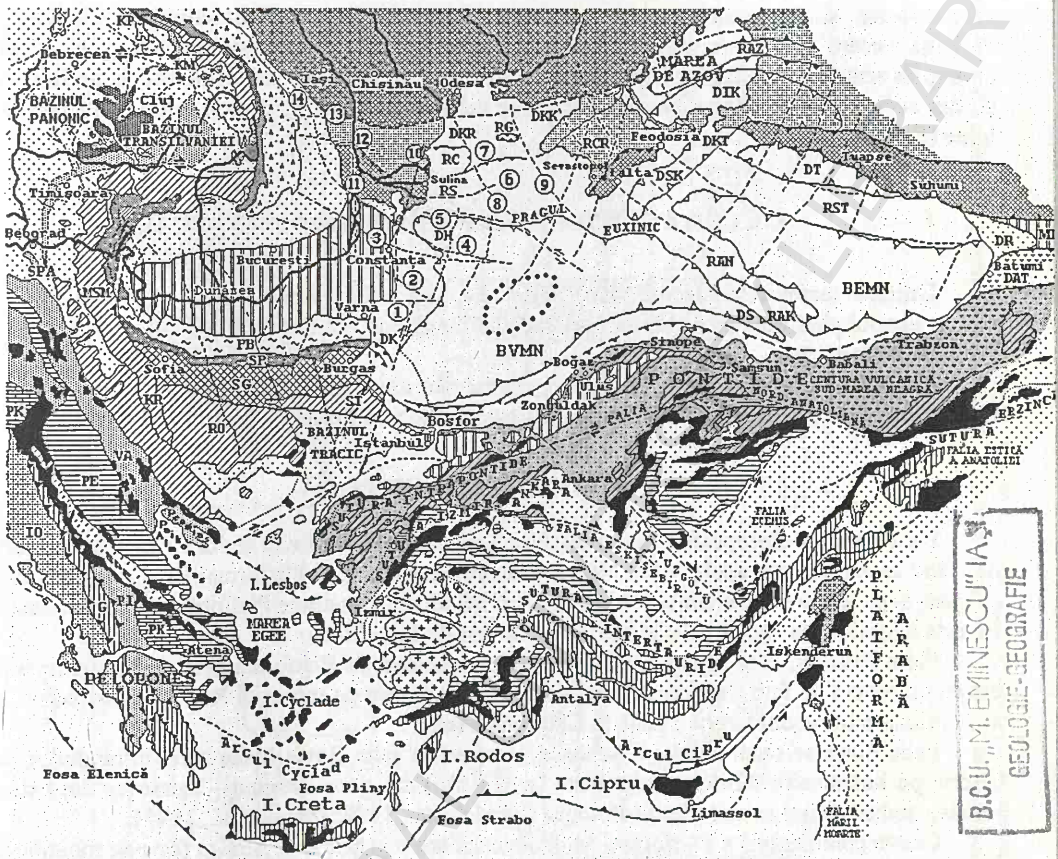


AE Alpii Estici AS Alpii Sudici BD Bazinul Dunării de Vest BT Bazinul Transilvaniei BV Bazinul Vienei MBa Munții Bakony MBu Munții Bukk MSM Masivul Serbo-Macedonian

Figura 2. Marea Neagră în contextul marginii continentale europene (după Andre & Dubois, 1992).

(fig. 2, în medalion). Sub acest haloclin, mediul anoxic cu o concentrație în hidrogen sulfurat de 7,7 mg/l ocupă 484.000 Km^3, respectiv 91 % din volumul de apă al mării.

Istoria modernă a Mării Negre începe să se contureze în Miocen, când apele sale conțineau faună marină caracteristică Paratethysului de Est. În timpul crizei de salinitate din Miocenul superior, estul Mării Mediterane s-a restrâns la câteva bazine mici și actualul areal al Mării Negre a pierdut legătura cu oceanul, formându-se în cadrul său lacuri cu faună endemică și carbonați de apă puțin adâncă. În consecință, la nivelul Pontianului superior, din Paratethysul de Est s-a separat un areal ce cuprindea Bazinul Euxinic și Bazinul Caspic. Din Pontianul superior până în Pleistocenul superior, Bazinul Euxinic a fost un lac de apă dulce sau ușor salmastră, în care predomina sedimentarea carbonatică. Pe parcursul Pleistocenului, după cum nivelul Mării Mediterane a depășit pragul Bosfor, mediul depozițional al Mării Negre a cunoscut o serie de fluctuații între condițiile de lac și mare marginală. Transgresiunea flandriană din Holocen (care a avut loc în nordul Europei ca urmare a topirii calotei glaciare în ultimele stadii ale glaciațiunii Würn) a permis trecerea definitivă a apelor Mării Mediterane prin



B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

FALII

1 Sud-est Balcani
2 Intramoesică
3 Capidava-Ovidiu
4 Peceneaga-Camena
5 Heracleea
6 Sf. Gheorghe
7 Sulina-Tarhankaut
8 Odesa
9 Nikolav
10 Razelm
11 Dunării
12 Trotușului
13 Bistriței
14 Solca

Platforma Europei Orientale
Platforma Scitică
Platforma Moesică
Orogenul nord dobrogean (OND) - Crimeea alpină (CA) - Caucazul mare (CM)
Depresiuni molasice, avanfose și cuverturi post-tectonice
Ofiolite
Roci vulcanice

CARPANTENIDE

Moldavide
Dacide externe
Dacide interne
Transilvanide
Dacide marginale (Danubianul)
Dacide mediane (Bucovino-Geticul)
klippele maramureșene (KM) și pienide (KP)

DINARIDE-HELENIDE

VA - Vardar
SPA - Strenochasmul Sud Panonic
PE - Pelagonian
SPE - Subpelagonian
PI - Pind
PK - Parnassos-Karstul Înalt
GV - Gavrovo
IO - Zona Ioniană

PENINSULA ASIA MICĂ

Pânza de Istanbul
MD-Masivul Dzirula
Continentul Cimmerian
Sakarya
Masivul Henderes
Anatolide
Tauride
Unități ale Platformei Arabe

BALCANIDE

PB-Prebalcani
SP-Stara Planina
SG-Sredna Gora
Alte zone balcanice: ST-Stradja; MSM-Masivul Serbo-Macedonian; KR-Kraiștide; RO-Rodopi

BAZINUL MĂRII NEGRE

BVMN-Bazinul de vest al Mării Negre
BEMN-Bazinul de est al Mării Negre

DH - Depresiunea Histria
DK - Depresiunea Kamchia
DR - Depresiunea Rioni
DS - Depresiunea Sinope
DT - Depresiunea Tuapse
DAT - Depresiunea Adjaro-Trialet
DIK - Depresiunea Indolo-Kubană
DKK - Depresiunea Karkinit
DKR - Depresiunea Králov
DKT - Depresiunea Kerci-Taman
DSK - Depresiunea Sorokin

RC - Ridicarea Chilia
RG - Ridicarea Gubkin
RS - Ridicarea Sulina
RAZ - Ridicarea Azov
RCR - Ridicarea Crimeea
RAK - Ridicarea Arhanghelsk
RAN - Ridicarea Andrusov
RST - Ridicarea Șatski

Zonă de ridicare maximă a astenosferei
Extensii crustale
Compresii

Figura 3. Unitățile tectonice majore adiacente Mării Nregre.

valea Bosfor şi, din acest moment, apa dulce a Mării Negre a devenit salmastră. Se pare că violenţa trecerii apei peste pragul Bosfor a inspirat scrierile despre potopul biblic. În sfârşit, condiţiile actuale de mediu ale Mării Negre s-au stabilizat cu o mie sau două mii de ani în urmă şi, din acest moment, Marea Neagră constituie cel mai mare bazin anoxic intercontinental din lume (Einsele, 1992).

1. 1. UNITĂŢILE TECTONICE ADIACENTE MĂRII NEGRE

Unităţile tectonice adiacente Mării Negre (fig. 3) pot fi împărţite în două mari areale:

• arealul platformelor prealpine care include Platforma Est Europeană, Platforma Scitică şi Platforma Moesică;

• arealul orogenelor alpine alcătuit la rândul său din două catene: catena Orogenul Nord Dobrogean-Crimeea alpină-Caucazul Mare şi catena Balcani-Pontide-Caucazul Mic.

PLATFORMA EST-EUROPEANĂ

Platforma Est-Europeană, este o platformă precambriană care în sudul Crimeii şi al Mării de Azov se extinde sub apele Mării Negre. Sectorul sud-vestic al Platformei Est-Europene, care se găseşte pe teritoriul României şi al Republicii Moldova, constituie Platforma Moldovenească. Ea este delimitată la sud de falia Bistriţei, iar la vest de falia Solca.

Falia Bistriţei, care separă Platforma Moldovenească de Platforma Scitică, se continuă la est cu un sistem de falii transcrustale cu decroşare, care trec pe teritoriul Republicii Moldova şi se continuă prin nordul Crimeii până în Caucazul Mare.

Falia Solca se racordează pe teritoriul Ucrainei la falia Rava-Ruska care, la rândul ei, se înscrie pe liniamentul faliilor transcurente (*strike-slip*) din zona Tronquist-Teisseyre din extremitatea sudică a Grabenului Medio-Polonez (Săndulescu, 1984; Pătruţ *et al.*, 1995).

Crusta continentală a Platformei Moldoveneşti are o grosime de 55 Km (care se menţine şi în regiunea Odessei şi vestul Ucrainei) pentru ca, în vecinătatea faliei Rava-Ruska, unde blocurile crustale sunt delimitate de falii transcrustale cu orientare nord-sud, grosimea sa să se reducă la 40 de Km, datorită apropierii de liniamentul Tronquist-Teisseyre (Săndulescu & Visarion, 2000).

După Ionesi (1994) etajele structurale care alcătuiesc Platforma Moldovenească, respectiv soclul (fundamentul) şi cuvertura sedimentară, reflectă două etape evolutive:

• etapa labilă de orogen provenit din închiderea unui fost geosinclinal. După datele de vârstă absolută rezultă că ultimele mişcări care au definitivat orogenul s-au produs în Proterozoicul mediu. În perioada de exondare care a urmat (până în Vendianul superior), orogenul a fost erodat şi adus în stadiul de peneplenă;

• etapa de stabilitate platformică în care depozitele acumulate în diferite megacicluri de sedimentare (Vendian superior-Devonian, Cretacic-Eocen mediu şi Badenian superior-Meoţian, peste care sunt dispuse formaţiunile cuaternare) nu au fost deformate tectonic, rămânând cvasiorizontale.

Cum vârsta unei platforme este dată de momentul trecerii de la aria labilă de orogen la cea de craton, vârsta Platformei Moldoveneşti a fost marcată de mişcările tectonice din Proterozoicul mediu, deşi vârsta „primară" a acesteia, prin analogie cu sectorul Bug-Podolic al Platformei Est Europene ar fi Proterozoic inferior.

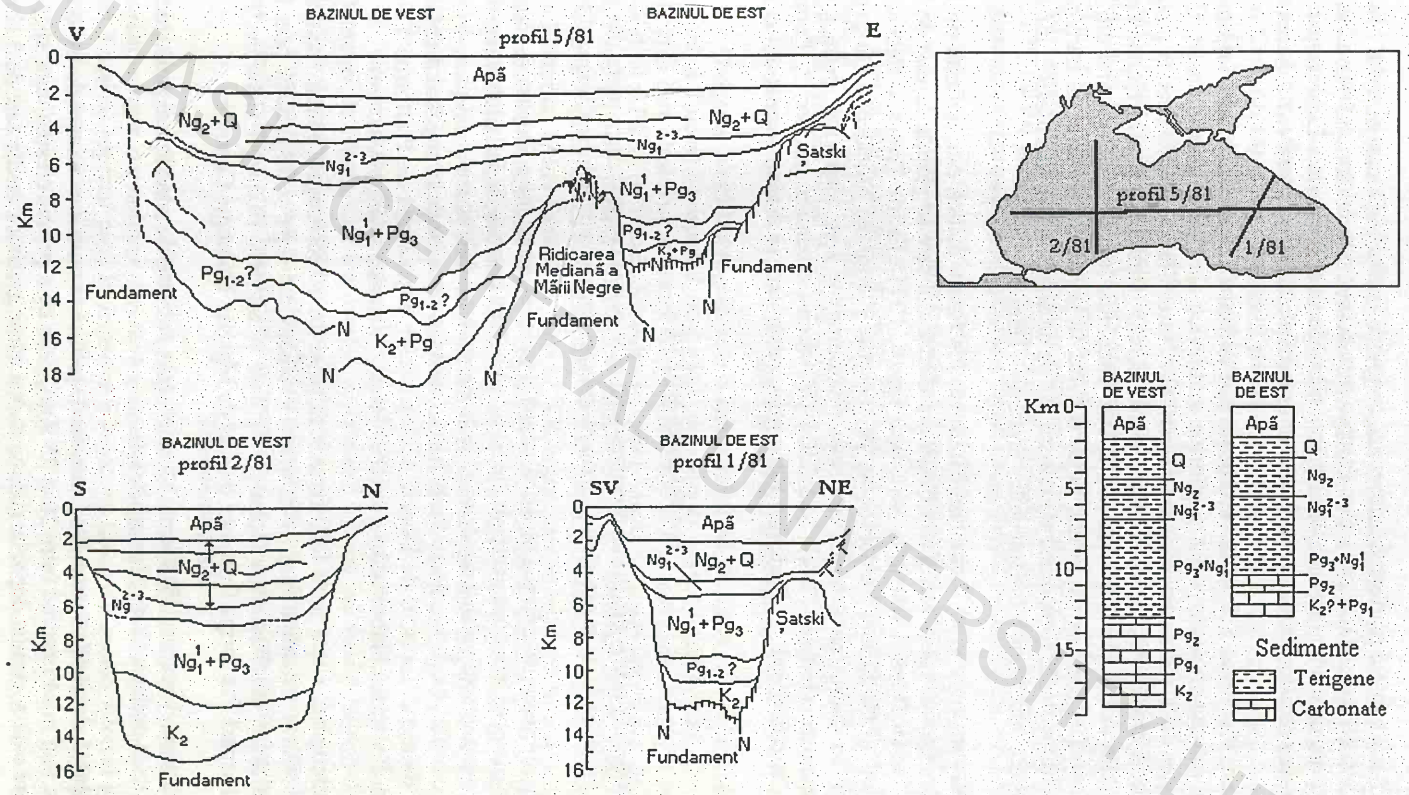


Figura 4. Secţiuni seismogeologice prin Bazinul sedimentar al Mării Nregre: TWT - tipul dublu, în secunde; N-Nesoglasie, K-Cretacic, Pg-Paleogen, Ng-Neogen şi Q-Cuaternar (după Beloussov & Volvovski, 1989, din Nikishin *et al.*, 2003)

BCU "ŞTEFAN CEL MARE" UNIVERSITY LIBRARY

PLATFORMA SCITICĂ

Platforma Scitică este o platformă paleozoică, acoperită în Golful Odessa şi sudul Mării de Azov de apele Mării Negre. Deşi nu a fost deschis prin foraje, Săndulescu (1984) admite că Platforma Scitică are un soclu cutat caledonian (mai tânăr decât al Platformei Est-Europene), în cuprinsul căruia sunt reluate elemente aparţinând unor unităţi tectonice cadomiene şi hercinice.

La nord-vest, Platforma Scitică se racordează la Platforma Europei Centrale, legătura lor realizându-se pe sub avanfosa carpatică şi pânzele moldavice ale Carpaţilor româneşti. Crusta continentală a celor două platforme are grosimi variabile. Între Marea Neagră şi zona pânzelor moldavice grosimea crustei este de 40÷42 Km, pentru ca, sub pânzele Carpaţilor Ucrainieni, ea să atingă 60÷65 Km (Săndulescu & Visarion, 2000). Grosimea remarcabilă a crustei din zona Carpaţilor Ucrainieni îşi găseşte explicaţie, pe de o parte, în prezenţa unui strat de tranziţie de 10÷15 Km plasat între crustă şi mantaua superioară, iar pe de altă parte, în îngroşările blocurilor crustale din imediata vecinătate a liniamentului Tronquist-Teisseyre.

Pe teritoriul românesc şi al Republicii Moldova, Platforma Scitică este definită de Platforma Predobrogeană, incluzând astfel atât Platforma Bârladului care se găseşte la vest de Prut, cât şi Platforma Deltei Dunării situată la est (*sensu* Ionesi, 1994). Faliile Trotuş şi Peceneaga-Camena separă soclul Platformei Predobrogene de soclurile Platformei Moesice şi Orogenului Nord Dobrogean. În cadrul cuverturii Platformei Predobrogene s-au identificat patru cicluri majore de sedimentare (Ionesi, 1994): Silurian ?-Devonian-Carbonifer inferior ?, Permian-Triasic, Jurasic-Cretacic-Eocen şi Badenian-Romanian, peste care se dispun formaţiuni cuaternare.

PLATFORMA MOESICĂ

Platforma Moesică este o platformă precambriană care ocupă cea mai mare parte din arealul Mării Negre, extinzându-se la est până în zona masivului Dzirula situată între Caucazul Mare şi Caucazul Mic.

La vest, pe continent, Platforma Moesică ocupă domeniul situat între Balcani şi Carpaţii româneşti şi este compusă din două sectoare distincte, care sunt separate de falia Intramoesică şi falia Dunării: la vest sectorul valah-prebalcanic, iar la est sectorul dobrogean .

În sudul sectorului valah se găsesc Prebalcanii, care fac trecerea de la regimul de platformă, la orogenul Balcanic. La nord de Dunăre acelaşi sector, reprezentat de Platforma Valahă, intră în contact cu Platforma Scitică în lungul faliei Trotuş (Visarion *et al.*, 1990).

Sectorul dobrogean, situat între falia Intramoesică şi falia Peceneaga-Camena, constituie un domeniu mai ridicat structural decât Platforma Valahă, fiind separat de aceasta prin falia Dunării şi este alcătuit din Platforma Dobrogei de Sud şi Masivul Dobrogei Centrale. Falia Capidava-Ovidiu separă Platforma Dobrogei de Sud de Masivul Dobrogei Centrale.

În zona seismică Vrancea, Platforma Moesică este subşariată, constituind subasmentul pânzelor flişului de la curbura Carpaţilor româneşti.

Deşi mai tânără decât Platforma Est-Europeană, grosimea crustei continentale a Platformei Moesice este mai mică (variind între 20 şi 25 Km), ceea ce a permis crearea unor spaţii de acomodare, în care s-au acumulat depozite sedimentare a căror grosimea medie este de 5 Km; în anumite zone grosimea creşte, atingând aproximativ 8 Km (Săndulescu & Visarion, 2000).

Cuvertura sedimentară a Platformei Moesice este alcătuită din formațiuni paleozoice, mezozoice și terțiare, diferite ca alcătuire litologică și grad de tectonizare (Ionesi, 1994).

Evoluția geologică a Platformei Moesice a fost marcată de mișcările assyntice târzii sau caledonice timpurii din Cambrianul inferior, când a avut loc trecerea de la etapa de arie labilă geosinclinală, la cea de stabilitate platformică. Pe parcursul acestor mișcări s-a produs atât cutarea și metamorfismul incipient al șisturilor verzi, ce apar la zi în fundamentul Masivului Dobrogei Centrale, cât și retromorfismul șisturilor cristaline mai vechi care aparțin soclurilor Platformei Dobrogei de Sud și Platformei Valahe (Ionesi, 1994).

Față de Platforma Valahă și Platforma Dobrogei de Sud, caracterul de masiv al Dobrogei Centrale este datorat prezenței la suprafață a fundamentului acesteia. În acest sens, caracteristic Masivului Dobrogei Centrale este prezența șisturilor verzi și dezvoltarea stratigrafică redusă a cuverturii sedimentare (ce se rezumă la depozite jurasice-postbajociene, cretacice și sarmațiene) care a acoperit numai anumite zone restrânse. Stratigrafic și regional, dezvoltarea redusă a cuverturii este o consecință atât exondării pe intervale de timp îndelungate, cât și a etapelor de imersiune postjurasice, când apele au avansat numai parțial pe teritoriul acestui masiv.

OROGENUL NORD DOBROGEAN, CRIMEEA ALPINĂ ȘI CAUCAZUL MARE

Catena intracratonică Orogenul Nord Dobrogean-Crimeea alpină-Caucazul Mare delimitează la nord Platforma Moesică. Sub apele Mării Negre Orogenul Nord Dobrogean se racordează la Crimeea alpină (Crimeea sudică) și, posibil, la Caucazul Mare.

Orogenul Nord Dobrogean

Orogenul Nord Dobrogean este o structură alpină ale cărei unități tectonice (Măcin, Niculițel și Tulcea) au aspectul unor pânze de șariaj cu vergență nord-estică. De la sud la nord, unitățile care alcătuiesc structura Orogenului Nord Dobrogean sunt: Pânza de Măcin, Pânza de Niculițel și Pânza de Tulcea (Săndulescu, 1984). Limita tectonică între Pânza de Măcin și Pânza de Niculițel este marcată de falia Luncavița-Consul, iar contactul dintre Pânza de Niculițel și Pânza de Tulcea are loc în lungul faliei Sarica-Tichileşti. La nord, Pânza de Tulcea este separată de Platforma Deltei Dunării de falia Sf. Gheorghe, care se continuă la nord-vest cu frontul de încălecare al Orogenului Nord Dobrogean peste Platforma Scitică. În sud, falia Peceneaga-Camena delimitează contactul tectonic dintre Pânza de Măcin și Masivul Dobrogei Centrale. La nord-vest peste pânzele Orogenului Nord Dobrogean se găsește dispusă cuvertura sedimentară a Platformei Covurlui, iar la sud-est cuvertura Platformei Babadag (fig. 3 și 7).

Orogenul Nord Dobrogean a luat naștere în urma închiderii unui rift intracratonic (Riftul Dobrogei de Nord), care s-a deschis în Triasicul inferior pe arealul unității de Niculițel și a funcționat până în Triasicul superior (Săndulescu, 1984).

Compresiunile care au condus la închiderea riftului și la formarea structurilor de tip pânză s-au desfășurat în Liasic (mișcările eocimmerice) și Neocomian (mișcările neocimmerice).

Crimeea alpină

Orogenul Crimeea alpină se găsește în sudul Platformei Scitice. O trăsătură definitorie a acestui orogen o constituie cuvertura sa tectonică, care prezintă o continuitate de sedimentare din Triasicul superior până în Jurasicul inferior. Pe parcursul acestui interval au fost generate depozite cutate, denumite generic „flișuri taurice". În klippele sedimentare, din partea superioa-

ră a flişurilor taurice, se găsesc calcare permiene, depozite triasice şi bazalte cu pillow-lava asemănătoare cu cele din pânza de Niculiţel ale Orogenului Nord Dobrogean. Se consideră astfel că Riftul Dobrogei de Nord se racorda la Crimeea alpină (Săndulescu, 1984).

Principalele tectogeneze care au condus la formarea orogenului Crimeii alpine au avut loc în timpul mişcărilor eo- şi neocimmerice.

Caucazul Mare

Caucazul Mare este un orogen care se dezvoltă pe rama nord-estică a Mării Negre, ca un vast anticlinoriu. Structura şi evoluţia Caucazului Mare diferă în multe privinţe de cea a Orogenului Nord Dobrogean şi Crimeii alpine. Totuşi, prin caracterul său de catenă intracratonică (situată în vorlandul centurii neotethysiene Pontide-Caucazul Mic) se consideră că el a evoluat în ciclul orogenic alpin din acelaşi rift intracontinental, care a generat atât Orogenul Nord Dobrogean cât şi Crimeea alpină (Hain 1976, fide Săndulescu 1984).

Nikishin *et al.*, (2003) presupune că orogenul Caucazul Mare a rezultat, în cadrul unui bazin retro-arc, dintr-un rift care a funcţionat din Jurasic până în Eocenul mediu. Închiderea riftului s-a produs în urma subşarierii în raport cu Platforma Scitică, începând cu Eocenul superior. Consumul de crustă din Oligocen şi Miocen inferior a fost urmat de coliziunea şi cutările declanşate în Miocenul mediu. În Sarmaţian s-a înregistrat un vulcanism sinorogenic regionalizat.

BALCANII, PONTIDELE ŞI CAUCAZUL MIC

Catena Balcani-Pontide-Caucazul Mic delimitează la sud şi sud-vest bazinul Mării Negre şi Platforma Moesică. Deşi Balcanidele, Pontidele şi Caucazul Mic pot fi privite ca segmente ale aceleiaşi catene, totuşi geneza lor a fost diferită.

Balcanidele

Balcanidele sunt compuse din două mari unităţi geotectonice: internidele, reprezentate de zona orogenică Sredna Gora şi externidele alcătuite din zona muntoasă Stara Planina şi zona Prebalcanilor.

După Nachev (1995) zona internă Sredna Gora a luat naştere dintr-un graben interarc, care la sfârşitul stadiului său activ, care s-a desfăşurat din Turonian în Coniacian, a evoluat într-un orogen format pre-Maastrichtian, în urma închiderii Neotethysului şi coliziunii dintre arcul Balcanidelor şi arcul Masivului Serbo-Macedono-Rodopi.

Principalele tectogeneze care au deformat unităţile externe ale Balcanilor sunt laramică şi pireneană (Săndulescu, 1984). După mişcările laramice, domeniul de subsidenţă s-a deplasat spre nord, în arealul externidelor (Stara Planina şi Prebalcani), iar desăvârşirea structurii Balcanidelor a avut loc în tectogeneza pireneană.

La nord unitatea internă Sredna Gora are corespondent în Dacidele mediane (Geticul) din Carpaţii româneşti, în timp ce externidele (Stara Planina şi Prebalcanii) corespund Dacidelor marginale (Danubianul).

La est, în zona de racord cu Pontidelele Vestice, Balcanidelele se continuă pe şelful turcesc, între Masivul Stradja şi Pânza de Istanbul (Can & Watkins, 1998).

Pontidele

BCU IAŞI - FOND CENTRAL UNIVERSITAR LIBRARY

Pontidele sunt un orogen alpin alcătuit din trei segmente: Pontidele Vestice, Centrale și Estice. Pontidele Vestice (Paleozoicul de Istanbul sau Pânza de Istanbul) au un fundament similar cu cel al Platformei Moesice. Acest segment, definit de un bloc continental (care inițial a făcut parte din paleo-Platforma Moesică), din Apțian până în Eocenul mediu s-a desprins și s-a deplasat spre sud între falia Sud-vest Marea Neagră și falia Odessa, integrându-se în Pontidele Vestice. Falia Sud-vest Marea Neagră este evidențiată numai geofizic, deoarece ulterior ea a fost încălecată de structuri compresive (Okay *et al.*, 1994; Görür *et al.*, 1996; Robinson *et al.*, 1996). Pontidele Centrale sunt alcătuite dintr-un fliș (Triasic-Jurasic mediu) dispus peste o formațiune ofiolitică datată Triasic inferior și cu orogeneză principală pre-calloviană (Nikishin *et al.*, 2003). Pontidele Estice, cu un fundament Paleozoic superior, au suportat un eveniment orogenic major în Jurasicul mediu, între Aalenian și pre-Bajocian.

Falia Nord Anatoliană din sudul Pontidelor este o falie transcurentă-dextră (de tip *strike-slip*) caracteristică faliilor ce însoțesc catenele care se închid în arc de cerc. Mișcările blocurilor tectonice pe această falie, începute la sfârșitul Miocenului, determină în prezent cutremurele de pământ din Turcia, care au urmări catastrofale.

Pontidele au luat naștere ca urmare a închiderii Oceanului Neotethys. La începutul ciclului orogenic alpin existau două supercontinente, Eurasia și Gondwana, care erau separate de Oceanul Paleotethys (fig. 5, în medalion). Începând din Triasicul inferior se deschide Oceanul Neotethys printr-un proces de riftogeneză și din supracontinentul Gondwana încep să se desprindă diacron o serie de blocuri tectonice, care erau separate de ramurile acestui ocean. Urmele ramurilor Neotethysului sunt atestate de prezența suturilor lor ofiolitice. În acest sens amintim:

- Neotethysul de Nord, căruia îi corespunde sutura Izmir-Ankara-Erzincan, care separa Continentul Cimmerian (inclusiv Sakarya) de Platforma Anatoliei și care se extindea la nord-vest, prin zona Vardar, până în sudul Bazinului Panonic, unde definea o zonă de sfenochasm (terminație în triunghi a unui ocean). Din zona sfenochasmului, Neotethysul de Nord se continua pe două aliniamente care se reuneau în zona liguro-piemonteză din Alpii Estici:
  - aliniamentul sudic care se extindea în lungul liniei Isburice până în Pânzele Pennine;
  - aliniamentul nordic compus din Apusenide, Transilvanide, klippele din Carpații Orientali și Vestici și Pânzele Pennine;
- Oceanul Intertauridic, cu sutura sa, separa Platforma Anatoliei de Platforma Tauridelor și comunica probabil cu Oceanul Cyclade-Pind-Dinaride;
- Neotethysul de Sud, cu sutura situată în Antalya, separa Platforma Tauridelor, de Platforma Arabă.

Producerea de crustă oceanică a Neotethysului de Nord din Triasicul inferior, a separat din supercontinentul Gondwana un bloc, denumit Continentul Cimmerian și a determinat migrarea acestuia spre Eurasia.

Prin acreția crustei oceanice în spatele Continentului Cimmerian s-a produs, în fața sa, închiderea Paleotethysului (Sengör *et al.*, 1984; Papanikolaou, 1997; Ebner *et al.*, 1997; Sengör., 1998). În urma consumului crustei Paleotethysului, Continentul Cimmerian a fost „sudat" la Eurasia (paleo-Platforma Moesică), cu formarea în Jurasicul mediu și superior a unei serii de catene orogenice, reunite sub denumirea de Cimmeride.

Continentul Cimmerian se pare că a fost divizat la rândul său de un ocean local, care a separat Cimmeridele vechi (situate la nord) de Cimmeridele noi din sud. Existența fostului ocean local situat între Cimmeridele vechi și noi este sugerată de sutura ofiolitică Intrapontide.

În Apțian, în urma consumului crustei Neotethysului de Nord, pe rama sud-estică a bazinului Mării Negre s-a instalat un arc magmatic, care din Cenomanian s-a extins și pe rama vestică. Din Cretacicul superior până în Danian, activitatea acestui arc s-a stins treptat.

După ce în Senonian are loc expansiunea Oceanului Intertauridic şi a Neotethysului de Sud, la sfârşitul Paleocenului, prin închiderea lor, structurile Pontidelor şi Tauridelor erau edificate. Ultimele deformaţii ale pânzelor acestor unităţi au fost înregistrate în Tauride (Özden *et al.*, 1998).

Caucazul Mic

Caucazul Mic este alcătuit din sutura ofiolitică Sevan şi din fragmentele Continentului Cimmerian care, până în Paleocen, alcătuiau un arc de tip insular în nordul Neotethysului (Adamia *et al.*, 1997).

1. 2. BAZINUL SEDIMENTAR AL MĂRII NEGRE

Peste unităţile structurale descrise anterior, care se extind sub apele mării formând zonele de şelf (platformele continentale) corespunzătoare, în Cretacic s-a deschis Bazinul sedimentar al Mării Negre.

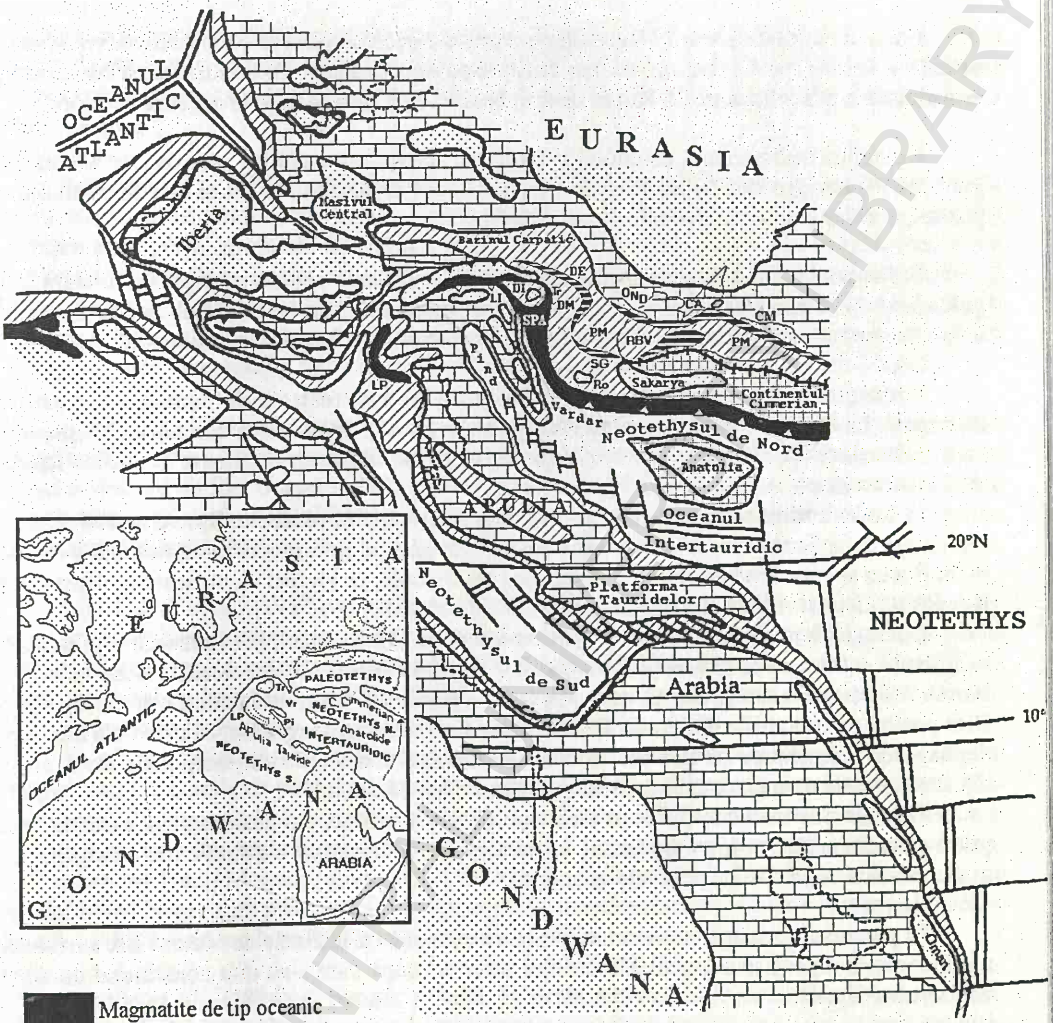
Una din contribuţiile substanţiale la descifrarea paleomorfologiei Bazinului sedimentar al Mării Negre, a avut-o Tugolesov *et al.*, (1985) care şi-a bazat cercetările pe prospecţiunea seismică de reflecţie cu acoperire multiplă. În urma acestor cercetări, autorii au pus în evidenţă un reflector seismic care s-a corelat pe majoritatea profilelor seismice şi care sugerează prezenţa unei discordanţe stratigrafice majore, care se extinde aproape pe întreaga suprafaţă a bazinului. Acest reper seismic, notat „N" (de la cuvântul rusesc „Nesoglasie" care înseamnă discordanţă), are o înscriere clară pe flancurile şi ridicările interne ale bazinului de sedimentare. În depresiunile profunde el se pierde ieşind din scara de adâncime a profilelor seismice. Reflectorul seismic „N" este privit ca suprafaţa unei „flexuri" majore care leagă zonele de ţărm şi ridicările interne din cadrul bazinului, cu marginile depresiunilor (fig. 4).

Pentru a stabili semnificaţia geologică a reflectorului „N", valorile vitezelor de interval obţinute din prospecţiunea seismică de reflecţie au fost corelate cu valorile vitezelor de strat rezultate din seismocarotajele executate în sondele ce au fost săpate într-o zonă de apă adâncă a Mării Negre, situată la sud-vest de Crimeea. Pe baza corelărilor efectuate, s-a presupus că reflectorul seismic „N" reprezintă soclul Bazinului de Vest al Mării Negre, ce se situează sub formaţiunile geologice datate Cretacic superior.

Deoarece în depresiunile adânci ale bazinului reflectorul „N" nu mai putea fi urmărit pe profilele seismice, Tugolesov *et al.*, (1985) au realizat o hartă morfostructurală la acoperişul Cretacicului pe care a conturat principalele elemente paleomorfologice majore. Dintre aceste elemente sunt de remarcat pragurile Andrusov, Arhanghelski şi Şatski (fig. 3 şi 4). Pragurile Andrusov şi Arhanghelski alcătuiesc împreună „Ridicarea Mediană a Mării Negre", care separă bazinul sedimentar în Bazinul de Vest şi Bazinul de Est al Mării Negre. Fiecare din aceste bazine sunt delimitate de câte o paleopantă, care s-a format odată cu deschiderea lor. În zona şelfului românesc Depresiunea Histria a constituit un paleogolf conturat de „pragul euxinic", respectiv de o extindere nord-vestică a paleopantei Bazinului de Vest al Mării Negre.

Alte repere stratigrafice, identificate la scara întregului bazin şi care au fost trasate pe baza corelărilor dintre secvenţele seismice cu formaţiunile sedimentare interceptate în forajele executate pe şelful Mării Negre, sunt reprezentate pe profilul seismogeologic din figura 4.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Magmatite de tip oceanic

Magmatite de tip intracratonic

Șelf sau platformă carbonatată

Falii transformante/transcurente

Șariaje

Subducții

Rifturi

Zone de sutură

Continentul Cimmerian

Medii marine (pe crustă continentală)

CA	Crimeea alpină
CM	Caucazul Mare
DE	Dacidele externe
DI	Dacidele interne
DM	Dacidele mediane
LI	Linia Isburică
LP	zona Liguro-Piemonteză
OND	Orogenul Nord Dobrogean
PD	Pânzele Dacidelor Externe
PM	Platforma Moesică
RBV	Riftul Bazinului de Vest
RO	Masivul Rodopi
SG	Grabenul Sredna Gora
SPA	Sfenochasmul Sud Panonic
Tr	Transilvanide
Vr	zona Vardar

Figura 5. Reconstrucția plaeogeografică simplificată a Neotethysului, în Cretacicul superior (prelucrare după Dilek *et al.*, 1999 și Săndulescu, 1984, cu completări).

BCU IASI CENTRAL LIBRARY

Bazinul de Vest al Mării Negre stă pe o crustă oceanică până la suboceanică (crustă continentală subțiată), iar în Bazinul de Est crusta este suboceanică. Discontinuitatea Mohorovičič este situată la adâncimea de 25 Km în centrul bazinelor și la 40 Km pe marginile acestora.

Cuvertura sedimentară, denumită la rândul ei „cuvertura euxinică" sau de „tip Marea Neagră", are 19 Km grosime în Bazinul de Vest și 10 Km în Bazinul de Est și este formată din depozite cretacice și terțiare (Nikishin *et al.*, 2003).

Formațiunile din Cretacicul superior au fost identificate seismo-stratigrafic la scara întregului bazin și se caracterizează în mare parte prin sedimente carbonatice. Sub aceste formațiuni a fost evidențiată o sedimentare caracteristică proceselor de rifting intracontinental.

Formațiunile terțiare sedimentate în Paleocen au fost marcate de numeroase modificări litologice. La nivelul limitei Cretacic/Paleogen s-a produs substituirea formațiunilor predominant carbonatice ale Cretacicului, prin depozite carbonat-argiloase, argiloase și argilos-terigene ale Paleocenului.

În Eocen cadrul sedimentologic s-a schimbat aproape în totalitate. Spre deosebire de evenimentele de la limita Cretacic/Paleogen, marcate în special prin modificarea treptată a litologiei, în Eocen apar sedimente flișoide și vulcanogen-flișoide, ce au fost identificate în depresiunile Kamchia, Rioni și Adjaro-Trialet (Arhipov, 1986; Cekunov, 1987).

Litologia depozitelor Oligocen-Miocen inferioar (Maikopian), predominant argiloasă, este sporadic întreruptă de prezența formațiunilor argilo-nisipoase. În zonele adânci ale celor două bazine a fost semnalată prezența unor structuri argiloase, a căror arhitectură este de tip diapir. Este posibil ca structurile diapire să fi rezultat prin concentrarea argilelor, ca urmare a alunecării depozitelor sedimentare pe pantele frontale ale faliilor normale, sindepoziționale de decolare, situate în zonele de trecere spre depresiunile adânci ale bazinului.

Formațiunile miocene (Miocen mediu și superior), pliocene și cuaternare se caracterizează printr-o sedimentare terigen-argiloasă, în mare parte prezentând o stratificație omogenă care uniformizează reflexiile pe profilele seismice.

Pe parcursul formării cuverturi euxinice se constată că bazinele de Vest și Est au funcționat independent până la sfârșitul Miocenului inferior, după care s-au unit constituind un singur depocentru (fig. 4).

Pentru a completa imaginea structurală, pe arealul Mării Negre (fig. 3) s-a trasat sistemul de falii transcrustale care au fost evidențiate prin prospecțiune gravimetrică, magnetometrică și seismică de Sologub & Cekunov (1985). Acest sistem constituie o „rețea" alcătuită dintr-un grup de falii vechi cu orientare nord-vestică și un grup de falii mai tinere, cu orientare nord-estică.

1. 3. MODELELE EVOLUTIVE ALE MĂRII NEGRE

În urma analizei valorilor vitezelor de interval, obținute din prospecțiunea seismică, s-au identificat sectoare ale Mării Negre în care crusta continentală este înlocuită de o crustă de tip oceanic. Existența crustei oceanice a determinat diverși autori să elaboreze o serie de ipoteze privind originea acesteia și, în funcție de ipotezele admise, modelele structogenetice ale bazinului Mării Negre.

Astfel, Dewey *et al.*, (1973) consideră soclul bazinului Mării Negre reprezentat de o crustă oceanică relictă a Tethysului. Începând din Triasic Oceanul Tethys aflat între supercontinentele

Gondwana şi Eurasia a fost aproape în întregime „înghiţit", prin consumul crustei oceanice din zonele de subducţie situate în Pontide, Caucazul Mare şi Caucazul Mic: „...singurele resturi de Tethys sunt reprezentate de regiunile cu crustă oceanică din Marea Neagră şi din partea sudică a Mării Caspice".

Adamia *et al*,. (1974) a presupus existenţa unei legături genetice între zonele submerse ale Mării Negre şi sistemul cutat Adjaro-Trialet din Georgia. După acest autor o mare parte din sedimentarul părţii profunde a Mării Negre ar conţine roci vulcanice, asemănătoare cu vulcanitele din Adjaro-Trialet. În acest context, zona adâncă din estul bazinului sedimentar al Mării Negre şi depresiunea Adjaro-Trialet sunt privite ca o structură unică de rift, a cărui formare a început în Paleogenul timpuriu. În Paleogenul târziu, segmentul estic al acestui rift este supus unor inversiuni şi în Neogen el se transformă în structura cutată Adjaro-Trialet.

Apol'skiy (1974) argumentează deschiderea Bazinului sedimentar al Mării Negre prin apariţia unor „goluri" lăsate în urma blocurilor de crustă continentală ce s-au deplasat spre vest şi nord-vest pe faliile transcurente (*strike-slip faults*) care le separau, printr-un mecanism asemănător celui de formare al bazinelor de tip *pull-apart* (de separare sau de desfacere, în *sensu* Bleahu, 1983 şi 1989).

Biju-Duval *et al*., (1977), în urma reconstituirilor palinspastice ale blocurilor crustale care formează marginea Europei centrale şi de sud-est, admit că Mediterana Orientală s-a deschis în Jurasic, Marea Neagră în Cretacicul inferior, Mediterana Occidentală în Oligocen şi Marea Tireniană începând cu Miocenul superior. Plăcile tectonice care au participat la aceste reconstituiri au fost următoarele: Europa, Africa, Iberia, Apulia şi Anatolia.

La sfârşitul Cretacicului (Campanian-Maastrichtian), ca urmarea a deschiderii Oceanului Atlantic, au loc o serie de paroxisme tectonice care modifică configuraţia zonelor adiacente Mării Negre. Pe numeroasele falii transcrustale, care străbăteau microcontinentul apulian, moesic şi anatolian, au avut loc deplasări ale blocurilor tectonice ce au condus la apariţia unei zone distensive în centrul Plăcii Moesice, cu revărsări de lave. Se deduce astfel că revărsările de lave de pe arealul Mării Negre sunt produsul activităţii unui rift intracontinental, deschis în urma alunecărilor blocurilor continentale pe faliile transcrustale.

Sengör *et al.,* (1984) şi Sengör (1998), în urma reconstituirii oceanelor Paleo- şi Neotethys, consideră Marea Neagră un bazin de tip retro-arc ce s-a deschis în Cretacic, prin extensia crustei continentale din spatele unui arc vulcanic rezultat prin subducţia şi consumul crustei oceanice a Neotethysului. Extensia din spatele arcului vulcanic a condus la spargerea crustei continentale şi la substituirea acesteia cu crusta oceanică, care formează în prezent soclul Bazinului sedimentar al Mării Negre.

Săndulescu (1984), în acelaşi sens cu Apol'skiy şi Biju-Duval *et al*., (1977), studiind evenimentele tectonice ce s-au desfăşurat în Cretacic, la scara marginii continentale europene, presupune că deschiderea Mării Negre a avut loc în timpul mişcărilor mezocretacice (austrice), când s-au iniţiat şi catenele carpato-balcanice. Un rol important în realizarea catenelor l-au avut translaţiile centrifuge ale diferitelor blocuri sialice pe faliile transcurente din cuprinsul marginii continentale europene, care se prelungeau pe actualul areal al Mării Negre (faliile Intramoesică, Capidava-Ovidiu şi Peceneaga-Camena). Mişcările blocurilor continentale pe aceste falii, care au contribuit la formarea orogenului carpatic şi la antrenarea vorlandului său într-o mişcare centrifugă cu sens orar, au indus „spargerea" paleo-Platformei Moesice şi apariţia zonelor cu crustă oceanică pe actualul teritoriu al Mării Negre.

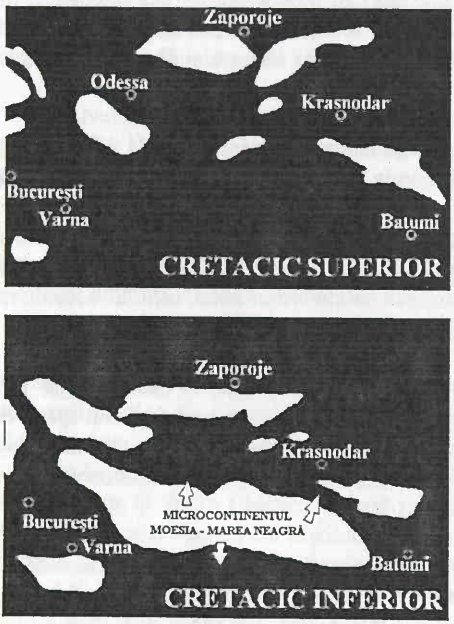


Figura 6. Inversiunea de relief a Microcontinentului Moesia-Marea Neagră (după Cekunov, 1987).

Cekunov (1987) își argumentează ipoteza privind geneza Mării Negre pe baza existenței unui rift intracontinental, ce a luat naștere datorită prezenței unui dom (astenolit) în mantaua subjacentă crustei continentale, care a fisurat stratul granitic și a permis ascensiunea pe verticală a produselor bazice până la suprafață, cu formarea unei cruste oceanice de neoformație.

În privința momentului deschiderii bazinului de sedimentare, Cekunov precizează că la sfârșitul Cretacicului inferior, pe teritoriul Mării Negre se găsea Microcontinentul Moesia-Marea Neagră, de tip arc insular, în a cărui componență intrau Platforma Moesică, actualul teritoriu al Mării Negre, masivul intern al Transcaucaziei, Balcanidele și Pontidele. Microcontinentul, care a constituit un masiv median exondat, a fost supus unei denudări intensive și a furnizat material detritic cu alcătuire granitică zonelor submerse ale Crimeii, Caucazului și Anatoliei. În Albian, sursa de material granitic a încetat să se manifeste (fig. 6). Ultimele resturi cu alcătuire granitică, provenite din denudarea microcontinentului, au fost identificate în Anatolia. În consecință, deschiderea Bazinului sedimentar al Mării Negre a avut loc la începutul Albianului, când masivul median a devenit submers.

Görür (1988) și Nikishin *et al.*, (2003) consideră Marea Neagră un bazin de tip retroarc ce s-a deschis în spatele unui arc vulcanic a cărui activitate s-a inițiat din Apțian pe rama Bazinului de Est al Mării Negre după care, din Cenomanian, s-a extins în Pontidele de Vest și în zona orogenului Sredna Gora din Bulgaria. Activitatea arcului vulcanic a indus, în spatele său, o extensie remarcabilă, care a condus la deschiderea unui rift intracontinental. Totodată, în deschiderea bazinului, Görür nu exclude rolul jucat de faliile transcurente de pe arealul Mării Negre.

Robinson *et al.*, (1995, 1996), Spadini *et al.*, (1997) și Cloetingh *et al.*, (2003) precizează că bazinele Vest- și Est Marea Neagră au avut o evoluție independentă.

Bazinul de Vest s-a deschis printr-un rift intracontinental. Pe baza analizei formațiunilor sedimentare sin-rift, identificate în centrul și vestul Pontidelor, riftingul a fost datat Apțian-Albian și, local, Barremian superior. În Formațiunea de Inalti depozitele carbonatice sunt acoperite discordant de sedimente detritice apțian-albiene, care indică prezența unui rift intracratonic. Sedimentele detritice sin-rift includ gresii (unele masive) de apă mică și adâncă, turbidite și olistolite cu galeți mari de calcare jurasice și devoniene (formațiunile Çağlayan și Ülüs). În etapa de rift, un fragment din Platforma Moesică, care în prezent constituie Pânza de Istanbul, a fost împins spre sud-vest (între falia Sud-vest Marea Neagră și falia Odessa) și integrat în Pontidele Vestice. Cercetările stratigrafice au dezvăluit din Cenomanian prezența unui arc magmatic pe rama sudică a Mării Negre, generat în urma consumului crustei oceanice a Neotethysului din Pontide. Secvențele sedimentare care caracterizează arcul magmatic au fost evidențiate în formațiunea Kapanboğazi, care începe cu depozitarea unor carbonați pelagici de apă adâncă

(mâluri de tip „ammonitico rosso"), urmată de tufuri distale de vârstă cenomaniană cu turbidite vulcano-clastice. Se deduce astfel că Bazinul de Vest a funcționat din Cenomanian în spatele unui arc magmatic, ca bazin de tip retro-arc.

În Bazinul de Est vârsta paleocenă a unui posibil rift intracontinental ar putea fi susținută de existența unei discordanțe care separă o serie stratigrafică completă de pre-rift (identificată în sondele săpate pe ridicările Șatski și Arhanghelski) de rocile mai tinere paleocene ce aparține formațiunilor clastice de post-rift. Riftul din Bazinul de Est s-a deschis în Paleocenul superior (post-Danian), când printr-o mișcare centrifugă a blocurilor tectonice în sens antiorar, ce-și avea polul de rotație la vest de Crimeea; Pragul Șatski s-a separat de Ridicarea Mediană a Mării Negre. Extensia produsă în urma acestei separări, însoțită probabil de producerea crustei oceanice, s-a încheiat în Eocenul mediu.

Concluzii

Focalizând ipotezele prezentate, se pot recapitula principalele evenimente geotectonice care au guvernat deschiderea și evoluția Bazinului sedimentar al Mării Negre. După cum s-a menționat, la începutul ciclului orogenic alpin, supracontinentele Eurasia și Gondwana erau separate de Oceanul Paleotethys. Actualul teritoriu al Mării Negre, respectiv paleo-Platforma Moesică care se învecina la Nord cu Platforma Scitică, constituia marginea continentală pasivă a Eurasiei (fig. 5, în medalion).

În Triasicul inferior, pe marginea sudică a paleo-Platformei Scitice s-a deschis riftul intracratonic al Dobrogei de Nord (ca ramură nord-vestică a Paleotethysului), care a separat Platforma Scitică de Platforma Moesică și s-a extins în Crimeea alpină.

Tot în Triasic are loc și deschiderea Neotethysului de Nord, care separă Continentul Cimmerian de Gondwana. Deplasarea spre nord a acestui continent a determinat închiderea Oceanului Paleotethys din fața sa, iar regimul compresional indus care a condus și la închiderea ramurii sale nord-vestice, respectiv a riftului Dobrogei de Nord, a început în Triasicul superior și a continuat pe tot parcursul Jurasicului inferior.

În Jurasicul mediu, în cadrul actualei catene carpatice se deschide riftul intracontinental al Dacidelor Externe care, din Jurasicul superior (Tithonic), a produs crustă suboceanică (respectiv o trecere de la crusta continentală subțiată caracteristică Pânzei Flișului Negru și Pânzei de Ceahlău, la crusta oceanică din Pânza de Severin). Compresiunile care au condus la închiderea riftului Dacidelor Externe, cu inițierea formării catenei carpatice, au avut loc în intervalul Barremian superior-Apțian-Albian (Săndulescu, 1984). Formarea pânzelor Dacidelor Externe coincide cu deschiderea riftului intracontinental din Bazinul de Vest al Mării Negre. Să fie numai o coincidență ?

Pentru a răspunde la această întrebare trebuie să facem unele precizări. Evoluția rifturilor adiacente Mării Negre în etapa lor distensivă a fost însoțită de activarea sau reactivarea sistemului de falii cu orientare nord-vestică (unele din ele ca falii transcurente). Din Triasic, actualul teritoriu al Mării Negre era separat în blocuri tectonice majore de faliile cu orientare nord-vestică. Din Barremianul târziu, odată cu formarea catenelor carpatice, pe aceste fali au avut loc translații ale diferitelor blocuri sialice. Amploarea acestor deplasări, care poat fi urmărite în figurile 3 și 5, a spart crusta continentală a Platformei Moesice și astfel, pe actualul areal al Bazinului de Vest s-a deschis un rift intracontinental (ipoteza Săndulescu, 1984).

Deschiderea bazinului Mării Negre a fost identificată și în Bazinul Ülüs din sudul Mării Negre, unde se găsesc brecii carbonatice în sedimente turbiditice de vârstă berriasiană, care

semnifică spargerea platformei preexistente şi apariţia unui graben. Formarea grabenului a fost însoţită de curgeri bazaltice neocomiene, ce sunt situate la partea inferioară a unei secvenţe formată din argile (*shale*) negre şi sedimente turbiditice (Derman, 1988).

În Apţian superior-Albian riftingul din vestul Mării Negre a produs desprinderea unui bloc tectonic din Platforma Moesică, care a alunecat spre Sud şi, ulterior, a dat naştere actualei Pânze de Istanbul din cadrul Pontidelor (Okay *et al.*, 1994 şi Görür *et al.*, 1996).

Din Cenomanian Bazinul de Vest a funcţionat ca bazin de tip retro-arc, în spatele unui arc magmatic, care s-a extins până în zona Sredna-Gora (Görür, 1988). Formarea arcului vulcanic este în legătură cu consumul crustei oceanice a Neotethysului de Nord, care se închidea în lungul suturilor ofiolitice Izmir-Ankara-Erzincan-Sevan şi Intrapontide. Din această fază, pe actualul areal al Mării Negre, mecanismele structogenetice caracteristice bazinelor de transcurenţă s-au conjugat cu cele de tip retro-arc.

La începutul Paleogenului cadrul structural s-a modificat în totalitate. Blocurile crustale de pe arealul Mării Negre şi-au schimbat direcţia de deplasare alunecând preferenţial pe faliile transcurente, cu orientare nord-estică. Din Paleocen (post-Danian) până în Eocenul mediu, datorită mişcărilor centrifuge pe aceste falii, între Ridicarea Mediană a Mării Negre şi Pragul Şatski, s-a deschis Bazinul de Est. Este posibil ca şi în cazul acestui bazin, crusta continentală să fie înlocuită de crustă suboceanică. La sfârşitul Eocenului mediu, configuraţia paleogeografică a bazinelor Vest- şi Est-Marea Neagră se conturase.

Începând cu mişcările pireniene, ca urmare a compresiunilor dintre Platforma Afro-Arabă şi Eurasia, Bazinul sedimentar al Mării Negre a intrat într-o subsidenţă accentuată (Nikishin *et al.*, 1997 şi 2003). Compresiunile din Pontide au indus pe arealul Mării Negre deformaţii litosferice cu mare lungime de undă, iar pe rama sa, local, s-au suprapus bazine de foreland şi de inversiuni tectonice. În Eocenul superior şi Oligocen, într-un mediu în general anoxic, bazinele de Vest şi de Est ale Mării Negre au fost alimentate cu mâluri (unele bogate în carbon organic) şi sedimente clastice (Robinson *et al.*, 1995 şi 1996).

Odată cu ridicarea orogenelor înconjurătoare s-au schimbat şi sursele de drenaj regional şi nivelul apei în cele două bazine a cunoscut o scădere majoră. Reducerea adâncimii apei în centrul bazinului la câteva sute de metrii, a fost însoţită de acoperirea cu depozite fluviatile a vechiului şelf şi a vechii câmpii abisale.

La sfârşitul Miocenului inferior, bazinele de Vest şi de Est ale Mării Negre erau colmatate, constituind un singur depocentru al sedimentării. După o creştere rapidă a nivelului apei în Miocenul superior şi Pliocen, din Cuaternar, Marea Neagră îşi pierde legătura cu Mediterana.

1. 4. ŞELFUL ROMÂNESC AL MĂRII NEGRE

Principalele elemente fiziografice care caracterizează acvatoriul Mării Negre, respectiv platforma continentală (şelful), panta continentală (taluzul), piemontul (*rise*) şi câmpia abisală, sunt în strânsă legătură cu relieful continental adiacent (fig. 2).

Urmărind morfologia acestui relief, se poate spune că zonele de şelf bine dezvoltate şi cu pante line, se găsesc în prelungirea platformelor continentale stabile, în timp ce porţiunile îngus-

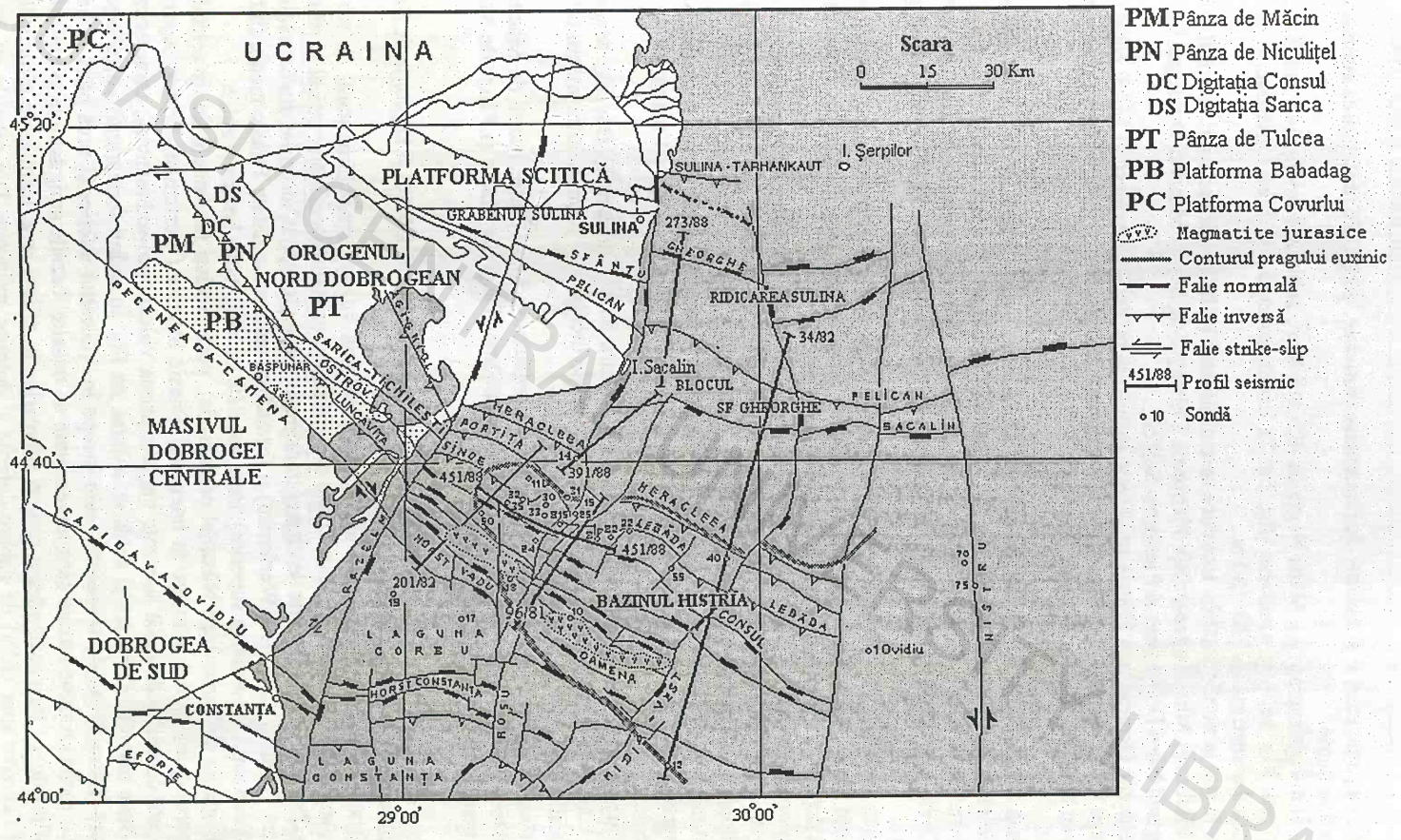


Figura 7. Unităţile tectonice care alcătuiesc şelful românesc al Mării Negre (după Moroşanu & Sava 1998).

te de şelf, cu pante mari şi străbătute de numeroase canioane, constituie prelungirea submarină a catenelor muntoase.

Din întreaga suprafaţă a Mării Negre de 423 mii Km^2, şelfului îi revine 144 mii Km^2, din care 23,7 mii Km^2 şelfului românesc (fig. 2 şi 7). Limita externă a şelfului românesc se găseşte la adâncimi batimetrice de 120÷130 m.

De la sud la nord, unităţiile tectonice care alcătuiesc şelful românesc sunt: sectorul dobrogean al Plaformei Moesice (respectiv Platforma Dobrogei de Sud şi Masivul Dobrogei Centrale), Orogenul Nord Dobrogean şi Platforma Scitică.

Deoarece Depresiunea Histria se găseşte localizată pe şelful românesc al Mării Negre din prelungirea Orogenului Nord Dobrogean, în continuare este necesar să facem câteva precizări în legătură cu tectonica acestui orogen (fig. 3 şi 7).

După Săndulescu (1984) Orogenul Nord Dobrogean este o structură alpină în pânze de şariaj, ale cărei unităţi tectonice (Măcin, Niculiţel şi Tulcea) au vergenţă nord-estică. La nord-vest peste pânzele Orogenului Nord Dobrogean se găseşte dispusă cuvertura sedimentară a Platformei Covurlui (Promontoriul Nord Dobrogean), iar la sud-est cuvertura Platformei Babadag.

Pânza de Măcin este alcătuită aproape în exclusivitate din depozite prealpine, formaţiunile alpine fiind reprezentate doar de rocile eruptive care apar la zi. În zona Platformei Babadag se găsesc şi depozite sedimentare alpine (triasice şi jurasice).

Depozitele prealpine sunt compuse din formaţiuni presiluriene metamorfozate ce stau pe un soclu cristalin, formaţiuni siluriene cu un grad redus de metamorfism şi formaţiuni devoniene şi carbonifere ce includ roci vulcanice acide (Ionesi, 1994).

Sedimentele alpine triasice şi jurasice, subjacente Platformei Babadag, care se extind până în Kimmeridgian sau chiar Tithonic inferior, sunt de asemenea în asociaţie cu magmatitele bazice şi acide.

În cuprinsul pânzei de Măcin au fost distinşi patru solzi (Balabancea-Buceag, Megina, Orliga şi Cârjelari) a căror parte frontală este marcată de încălecarea formaţiunilor metamorfice sau magmatice peste formaţiuni mezozoice.

În sud, falia Peceneaga-Camena delimitează contactul tectonic dintre Pânza de Măcin şi Masivul Dobrogei Centrale, iar la nord limita tectonică între Pânza de Măcin şi Pânza de Niculiţel este marcată de falia Luncavita-Consul.

Pânza de Niculiţel este alcătuită din două digitaţii: Digitaţia de Consul şi Digitaţia de Sarica (Săndulescu, 1984, Ionesi, 1994).

Digitaţia de Consul cuprinde o formaţiune prealpină vulcanogen-sedimentară, de vârstă Devonian superior-Carbonifer (?), care stă pe un fundament cristalin asemănător cu cel al pânzei de Măcin. Peste acestă formaţiune se dispun transgresiv depozite alpine, alcătuite din formaţiuni care aparţin Triasicului inferior (Werfenian) şi formaţiuni calcaroase datate Triasic mediu (intervalul Spathian superior-Anisian superior), toate asociate cu magmatite bazice şi acide.

În Digitaţia de Sarica (sau Niculiţel propriu-zis), peste acelaşi fundament de tip cristalin, sedimentarea alpină care a avut loc în intervalul Triasic inferior (Werfenian)-Triasic superior (Norian) este dominată de două secvenţe majore: prima vulcanogen-sedimentară, caracterizată de o activitate magmatică bazică şi acidă şi, a doua, de fliş. În cadrul formaţiunii vulcanogen-sedimentare (formaţiunea de Izvoarele), care începe în Anisianul inferior şi urcă până la baza Norianului, rocile eruptive bazice sunt reprezentate de bazalte, bazalte amigdaloide şi variolite, adesea spilitizate, ce formează adesea curgeri submarine în pillow-lava, însoţite de piroclastite; între rocile efuzive apar silluri de gabbro-dolerite şi dolerite spilitizate. Din relaţiile cu depozitele triasice rezultă că efuziunile de roci bazice şi acide au fost intense într-un interval îngust

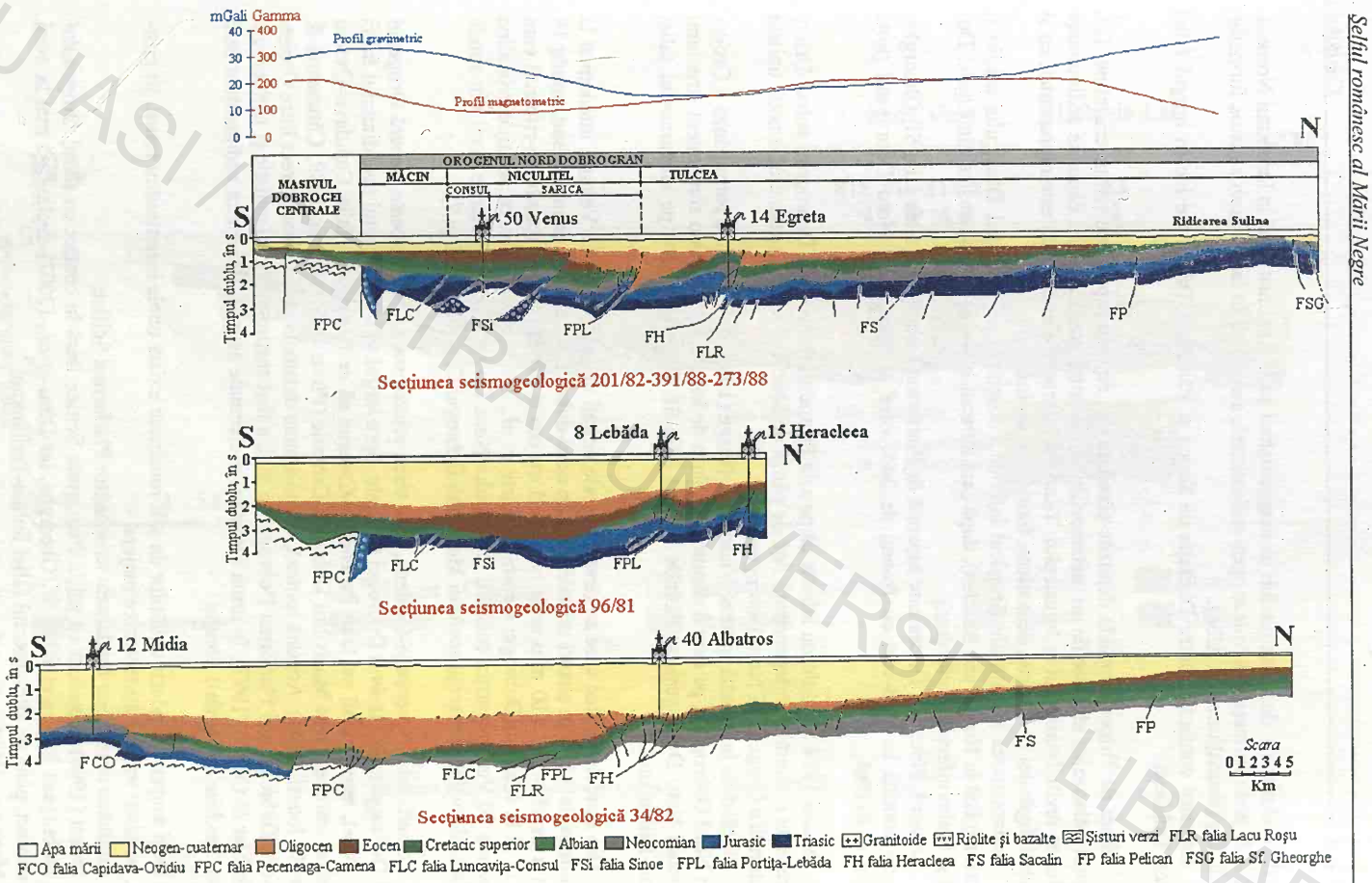


Figura 8. Secțiunile seismogeologice transversale din figura 7. Secțiunile 201/82-391/88-273/88 și 34/82 au fost prelucrate după Moroșanu (1996).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(Spathian-Anisian), deşi este posibil ca magmatismul să fi continuat până la începutul Norianului când, peste formaţiunea vulcanogen-sedimentară, s-a depus în facies grezos-şistos formaţiunea de fliş (formaţiunea de Alba).

La nord contactul dintre Digitaţia de Sarica şi Pânza de Tulcea are loc în lungul faliei Sarica-Tichileşti.

Pânza de Tulcea cuprinde depozite prealpine (în care sunt prezente şisturi cristaline, formaţiuni paleozoice afectate de un metamorfism incipient şi magmatite) şi depozite sedimentare alpine ce revin Triasicului şi Jurasicului. Triasicul inferior (Werfenianul) este reprezentat, ca şi în cazul digitaţiei de Consul, de aceleaşi formaţiuni sedimentare.

Sedimentarea iniţiată din Triasicul inferior a continuat pe parcursul Triasicului mediu şi superior (până în Norian sau Rhetian), după care a trecut la formaţiunile jurasice din Liasic, Dogger şi Malm inferior (Oxfordian).

La nord, Pânza de Tulcea este separată de Platforma Deltei Dunării de falia Sf. Gheorghe, care se contină la nord-vest cu frontul de încălecare al Orogenului Nord Dobrogean peste Platforma Scitică.

În anul 1984 Săndulescu admite că pe aria Promontoriului Nord Dobrogean solzul Orliga ar prezenta o anumită independenţă faţă de pânza de Măcin şi astfel ar constitui o nouă unitate structurală a Orogenului Nord Dobrogean.

Plecând de la această ipoteză Visarion & Neaga (1997) defineşte o a patra pânză a Orogenului Nord Dobrogean, pe care o denumeşte Pânza de Manta. În acest nou aranjament structural Orogenul Nord Dobrogean se extinde la nord falia Sf. Gheorghe, până pe aliniamentul faliei Sulina-Tarhankaut.

Din sondele marine care au deschis aceste unităţi de şelf, sonda 50 Venus a interceptat la adâncimea de 3.040 m şisturi cristaline de tip nord-dobrogean, în timp ce mai la sud, sonda 19 Vadu a deschis la 2.110 m o serie corelabilă cu cea a şisturilor verzi (cambrian-rifeene) care apar la zi în Masivul Dobrogei Centrale (Pătruţ *et al.*, 1985). Ca urmare, că şisturile cristaline din sonda 50 Venus aparţin soclului Orogenului Nord Dobrogean, iar şisturile verzi din sonda 19 Vadu dezvăluie prezenţa soclului Masivului Dobrogei Centrale (fig. 3 şi 7).

Pe şelf, falia Peceneaga-Camena, care trece printre sondele menţionate, separă Orogenul Nord Dobrogean de Masivul Dobrogei Centrale. Spre largul mării, în dreptul meridianului faliei Midia-Vest, este posibil ca falia Peceneaga–Camena să se unească cu falia Capidava–Ovidiu sugerând astfel efilarea Masivului Dobrogei Centrale (Pîrvu & Cătuneanu, 1989; Cătuneanu & Maftei în Ionesi, 1994). Această ipoteză, ce presupune existenţa unui contact direct între Orogenul Nord Dobrogean şi Platforma Dobrogei de Sud, a fost susţinută microfaunistic şi palinologic de Şindilar & Costea (1997), în urma cercetărilor efectuate asupra depozitelor sedimentare care au fost deschise de sonda 1 Ovidiu.

Deşi asupra extinderii unităţilor de şelf românesc există unele incertitudini totuşi, în principiu, se admit trei unităţi tectonice majore:

- unitatea nordică cu fundament asemănător Platformei Scitice.

Ionesi (1994) consideră că şelful Platformei Scitice intră în contact cu şelful Orogenului Nord Dobrogean în lungul faliei Sf. Gheorghe, iar Dinu *et al.*, (2002) deplasează mai la nord acest contact, până pe aliniamentul faliei Sulina-Tarhankaut.

Moroşanu (1996) coboară contactul menţionat până pe aliniamentul faliei Heracleea. Deşi în unitatea nordică nu s-au forat sonde care să ateste natura şi extinderea soclului său, pe baza

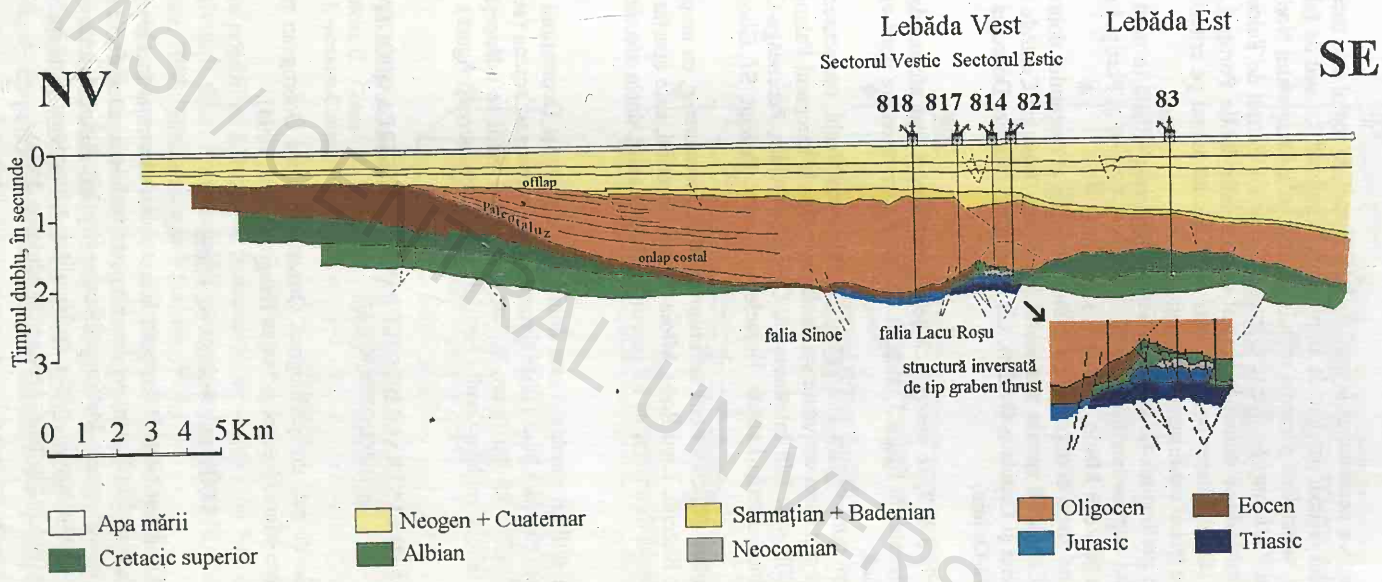


Figura 9. Secţiunea seismogeologică longitudinală 451/88, din figura 7.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

analizei faciesurilor seismice, s-a constatat că la nord de falia Heracleea soclul este caracteristic Platformei Scitice, prezentând reflexii paralele de amplitudine constantă. La sud de falia Heracleea, faciesul devine haotic, semnalând prezența soclului tectonizat al Orogenului Nord Dobrogean. În acest context, șelful Platformei Scitice se extinde și domeniul Pânzei de Tulcea se restrânge față de continent, limitându-se numai la arealul cuprins între faliile Portița-Lebăda și Heracleea. Este de precizat că delimitarea amintită, care a fost făcută numai pe criteriile interpretării faciesului seismic, va trebui confirmată prin sonde;

• unitatea centrală din prelungirea Orogenului Nord Dobrogean, situată la nord de falia Peceneaga-Camena, cu soclul compartimentat de faliile Luncavița-Consul și Portița-Lebăda în subunitățile corespunzătoare pânzelor Măcin, Niculițel și Tulcea;

• unitatea sudică al cărui soclu corespunde pe continent cu cel al sectorului dobrogean al Platformei Moesice. Acestei unități îi aparțin atât soclul Masivului Dobrogei Centrale (cuprins între faliile Peceneaga-Camena și Capidava-Ovidiu), cât și soclul Platformei Dobrogei de Sud, situat la sud de falia Capidava-Ovidiu.

Totodată, din figurile 7, 8 și 9, se observă că șelful românesc a fost afectat de același sistem de falii conjugate prezentat în figura 3, alcătuit din grupul cu orientare nord-vestică și gru-pul cu orientare nord-estică.

Primul grup cu orientare nord-vestică este format din faliile mai vechi, transcurente, care au corespondent pe continent și a căror activitate s-a desfășurat până la începutul Paleogenului. Din acest grup fac parte următoarele fali: Intramoesică, Capidava-Ovidiu, Peceneaga-Camena, Luncavița-Consul, Ostrov-Sinoe, Portița-Lebăda, Heracleea, Sacalin, Pelican, Sf. Gheorghe și Sulina-Tarhankaut.

Al doilea grup, cu orientare sud-estică este constituit din falii transcurente, cu un pregnant caracter de decroșare. Faliile Razelm, Lacu Roșu, Midia-Vest și Nistrului, care aparțin acestui grup, au avut o activitate care s-a desfășurat pe tot parcursul Paleogenului, unele afectând chiar formațiunile neogene.

Din Albian, arhitectura șelfului românesc este dominată de prezența Depresiunii Histria (fig. 8 și 9), care spre țărm este cuprinsă între faliile Heracleea și Peceneaga-Camena (secțiunea seismogeologică 201/82-91/98-273/ 88 din figura 8), iar spre largul mării se adâncește și se extinde până pe aliniamentul faliei Capidava-Ovidiu (secțiunea 34/82 din aceeași figură).

1. 5. EVOLUȚIA UNITĂȚII CENTRALE DE ȘELF DIN PRELUNGIREA OROGENULUI NORD DOBROGEAN

Evoluția unității centrale de șelf din prelungirea Orogenului Nord Dobrogean poate fi împărțită în două mari etape: pre-Marea Neagră și Marea Neagră (Ionesi, 1994).

ETAPA PRE-MAREA NEAGRĂ

După cum s-a amintit, Orogenul Nord Dobrogean a luat naștere în urma închiderii unui rift intracratonic (Riftul Dobrogei de Nord), care s-a deschis peste vechile structuri cadomiene și hercinice, situate pe marginea sudică a paleo-Platformei Scitice (fig. 10). Riftul, deschis în Triasicul inferior (Werfenian) pe arealul actualei pânze de Niculițel, a funcționat până în Norian, având o activitate ofiolitică maximă în Spathian-Anisian (Săndulescu, 1984).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

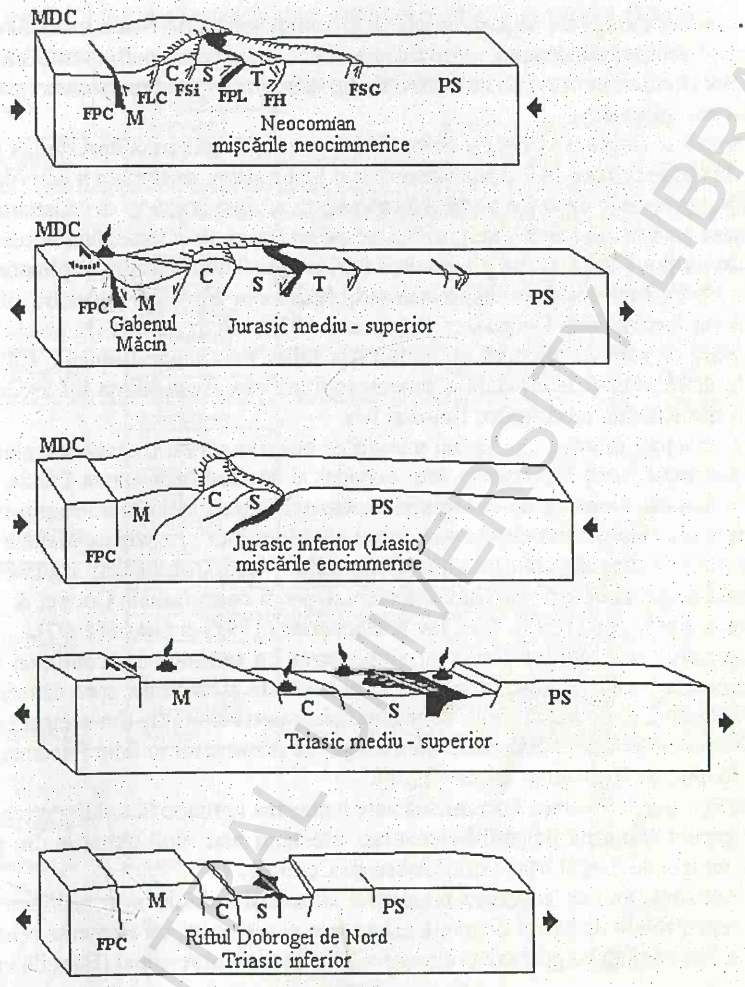


Figura 10. Schiță cu reconstituirea evoluției Orogenului Nord Dobrogean. MDC - Masivul Dobrogei Centrale, M - Măcin, C - Consul, S - Sarica, T - Tulcea, PS - Platforma Scitică, FPC - falia Peceneaga-Camena, FLC - falia Luncavița-Consul, FSi - falia Sinoe, FPL - falia Portița-Lebăda, FH - falia Heracleea, FSG - falia Sf. Gheorghe.

Este posibil ca riftul să se fi dezvoltat în cadrul unui bazin extensional de tip pull-apart în urma activității faliei Peceneaga-Camena, care în Triasic a avut un caracter transtensiv-dextru (Grădinaru, 1988; Săndulescu & Visarion, 2000)

Primele compresiuni, care au determinat imbricarea formațiunilor de rift, cu încălecarea digitației de Consul peste cea de Sarica, s-au produs în timpul mișcărilor eocimmerice din Jurasicul inferior. În această fază compresională se formează pânzele Măcin și Niculițel.

În Jurasicul mediu, odată cu deschiderea riftului intracratonic al Dacidelor Externe din cadrul catenei carpatice, falia Peceneaga-Camena a fost reactivată ca falie transcurentă dextră-transtensivă, iar în Jurasicul superior regimul ei a fost transtensiv-dextru-rotațional, cu sens orar (Grădinaru, 1988). Pe parcursul regimului transtensiv din Jurasicul mediu-superior structurile compresionale de încălecare au fost reactivate extensional.

Pe arealul Pânzei de Măcin, în cadrul stresului transtensiv-rotațional din apropierea faliei Peceneaga-Camena, s-a deschis o protodepresiune de tip bazin pull-apart (Grădinaru, 1988). La sfârșitul Jurasicului, în urma sedimentării de tip tafrogen, protodepresiunea (grabenul) din Pânza de Măcin era colmatată.

Seghedi & Szakacs (1994) și Savu (1998) presupun că protodepresiunea din Pânza de Măcin este de tip aulacogen (rift intracratonic) și a luat naștere ca urmare a activității unui panaș de manta. Deși procesele descrise pe falii transcurente au fost legate și de existența în profunzime a unor panașe (sau diapire de manta), totuși existența lor nu este totdeauna necesară atâta timp cât căldura de frictiune degajată pe planul unei falii este suficientă pentru explicarea acestor procese (Bleahu, 1989). Manifestările magmatismului bazic din Jurasicul superior, identificate atât pe continent (în formațiunea Baspunar; Grădinaru, 1988) cât și pe șelf (în sondele 18 Lotus și 16 Iris), se pare că sunt în legătură cu activitatea faliei Peceneaga-Camena. Căldura degajată de frictiunile dintre blocurile crustale a generat topituri care, în tendința lor ascensională, au creat boltiri pe aliniamentul structurilor Lotus și Iris.

În Cretacicul inferior, pe fondul mișcărilor neocimmerice (intraneocomiene), sectorul vestic al Orogenului Nord Dobrogean este exondat și are loc încălecarea Pânzei de Tulcea peste Platforma Scitică. Trecerea de la regimul transtensiv preexistent la un regim local compresiv a condus prin inversiuni tectonice la ascensiuni ale blocurilor crustale pe planele faliilor cu orientare nord-vestică care separau unitățile Orogenului Nord Dobrogean; argumente referitoare la modalitățile de generare a inversiunilor tectonice pot fi consultate în Cooper & Williams (1989), Buchanan & Buchanan (1992), McClay & Buchanan (1992) și Grasu (1997).

În sectorul estic, rămas submers, alimentarea cu sedimente a continuat cu depunerea de conglomerate și brecii pe marginile zonelor subsidente și turbidite spre centrul acestora. După hiatusul hauterivian, de la sfârșitul Neocomianului, peste unitățile din sectorul estic al orogenului se găsea o cuvertură sedimentară care acoperea post-tectonic falia Peceneaga-Camena și se extindea la nord de Ridicarea Sulina (fig. 8).

Ulterior, transgresiunea barremiană care a cuprins aproape în totalitate arealul Mării Negre s-a făcut parțial resimțită pe șelful românesc, afectând mai mult unitățile din prelungirea Platformei Dobrogei de Sud și Masivului Dobrogei Centrale.

În Apțianul inferior și mediu pe arealul structurii Lebăda Vest sedimentarea cu caracter restrâns, reprezentată de brecii de pantă calcaroase și nisipoase cu elemente reluate din Jurasicul superior și Neocomian, sugerează prelungirea stadiului compresional (Băncilă *et al.*, 1997).

ETAPA MAREA NEAGRĂ

Din Apțianul superior-Albian unitatea centrală de șelf, din prelungirea Orogenului Nord Dobrogean, este dominată de prezența Depresiunii Histria (fig. 7, 8 și 9). Litologia formațiunilor sedimentare din această depresiune este redată succint în tabelul 1, iar pe baza analizei modale a gresiilor rezultă că aria sursă a sedimentelor a fost de tip orogen reciclat (fig. 11). Orogenele reciclate sunt generate de mișcările vertical-ascendente ale blocurilor tectonice, ca urmare a reactivării soclului pe faliile preexistente care separau vechi edificii cutate. Se presupune astfel că ariile sursă ale sedimentelor din Depresiunea Histria au fost constituite din pânzele Orogenului Nord Dobrogean. Pe parcursul timpului geologic gresiile s-au îmbogățit în fracțiune litică ca urmare a subsidenței depresiunii și a creșterii ratei de sedimentare. Din figura 12 se observă că în istoricul Depresiunii Histria au existat două etape subsidente (prima Apțian superior-Albian și a doua Eocen superior-Oligocen), între ele plasându-se un interval de aparentă liniște orogenică.

Modificările morfologiei depresiunii în timp geologic pot fi urmărite pe hărțile structurale prezentate în figurile 13, 14, 15 și 16 și pe reconstituirea palinspastică din figura 17.

Tabelul 1. **Litologia formațiunilor sedimentare din Depresiunea Histria.**

VÂRSTĂ			LITOLOGIE
CUATERNAR		Holocen	Pietrișuri, nisipuri și argile
		Pleistocen	
NEOGEN	PLIOCEN	Romanian	
		Dacian	Argile, marne nisipoase și pietrișuri
	MIOCEN	Pontian	Marno-argile cu intercalații de nisipuri și gresii
		Meotian	HIATUS
		Sarmațian	Marne și calcare
		Badenian	Marno-argile și nisipuri
		Burdigalian	HIATUS
		Aquitanian	
PALEOGEN	OLIGOCEN	Chattian	Argile, argilite, nisipuri și gresii
		Stampian	
	EOCEN	Priabonian	Calcare, gresii și marne
		Bartonian	
		Lutețian	
		Cuisian	
	PALEOCEN	Thanetian	Calcare grezoase, gresii cuarțoase și marne
		Danian	
CRETACIC	SUPERIOR	Maastrichtian	Roci carbonatice
		Campanian	Calcare argiloase, conglomerate și gresii
		Santonian	Calcare, marno-argile și gresii
		Coniacian	
		Turonian	Marno-argile și gresii
		Cenomanian	Gresii calcaroase, calcare grezoase și marno-argile
	INFERIOR	Albian	Gresii, gresii calcaroase, grezo-calcare, calcare și conglomerate

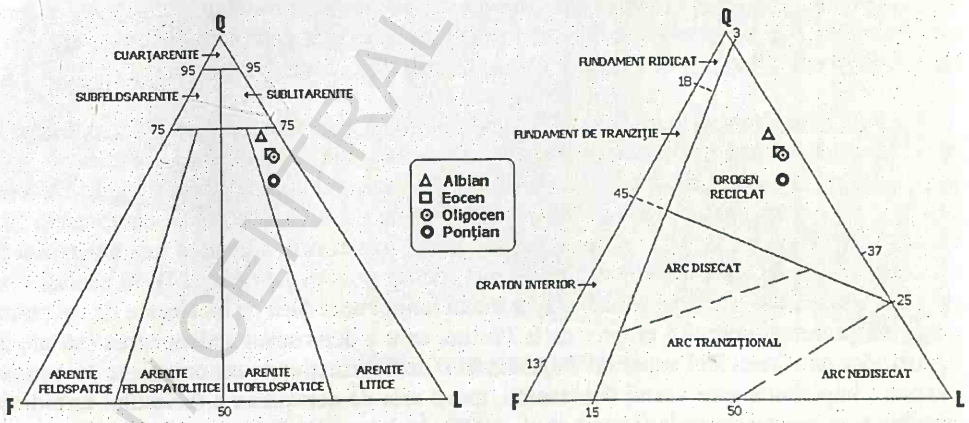


Figura 11. Reprezentarea pe diagrama Dickinson & Sukzek (1986) a conținuturilor medii în cuarț (Q), feldspat (F) și fragmente litice (L). Analizele au fost efectuate pe probele prelevate din sondele care au deschis structurile Lebăda Vest, Lebăda Est și Sinoe. Valorile Q, F și L au fost mediate pe fiecare unitate cronostratigrafică.

Asupra mecanismelor structogenetice care controlează formarea depresiunilor și ridicărilor structurale cu aspect de pânză, din figura 18 se observă că în timpul deplasării blocurilor crustale în lungul faliei transcurente Peceneaga-Camena, datorită neregularităților acestora, iau naștere pe de o parte zone cu eforturi transtensive în care se dezvoltă depresiuni (caracterizate atât de falii normale cât și inverse), iar pe de altă parte zone transpresive ce dau naștere unor ri-

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

dicări structurale cu aspect de pânză. Un model asemănător a fost elaborat de Clayton (1966, fide Spencer 1988) pentru a explica apariția depresiunilor și ridicărilor structurale în lungul faliei Hope din Noua Zeelandă.

Ținând seama de aceste considerații, evoluția unității centrale de șelf în etapa Mării Negre a avut loc după un „scenariu" pe care îl prezentăm în continuare.

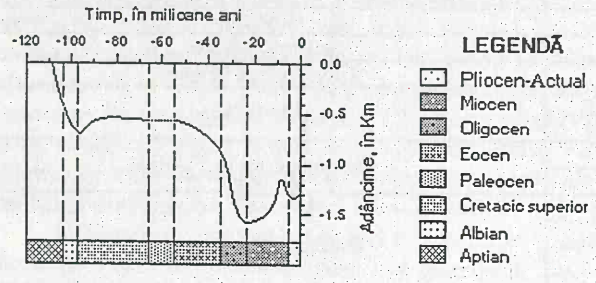
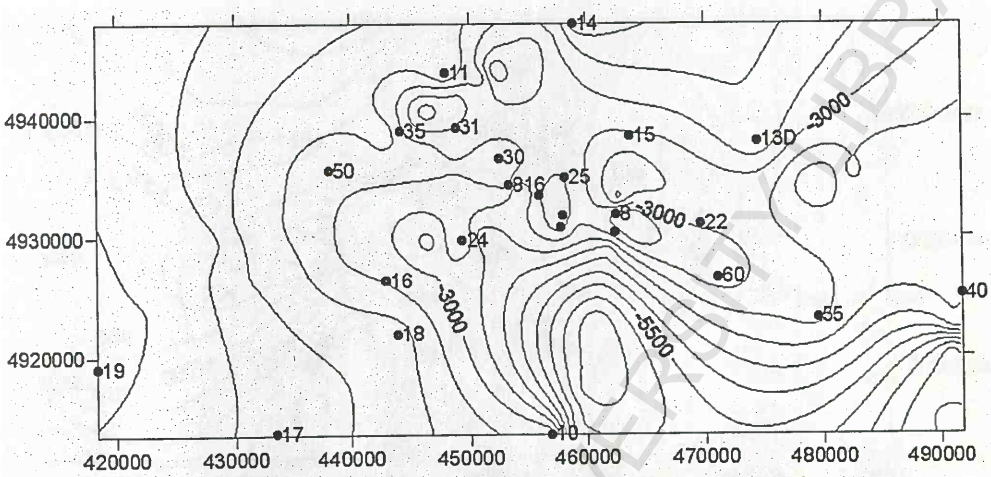


Figura 12. Curba variației subsidenței tectonice a fundamentului Depresiunii Histria.

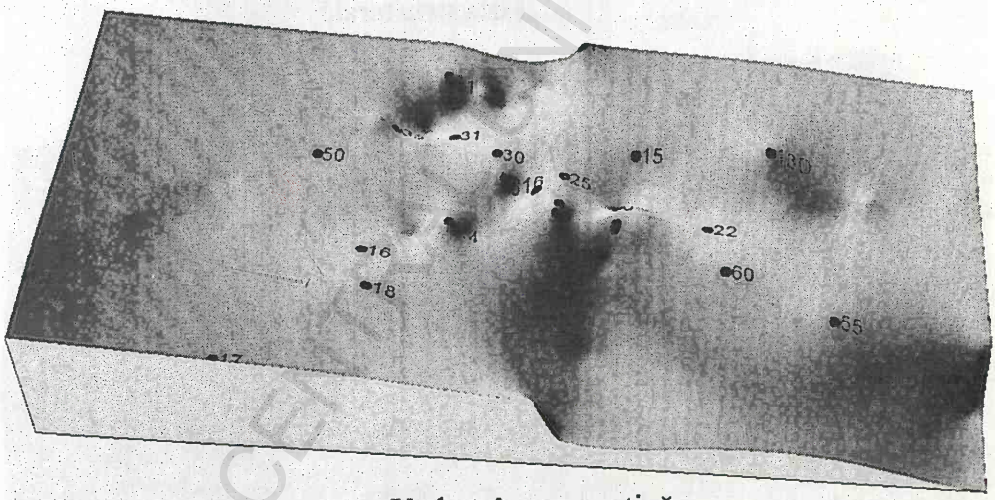
În Apțianul superior-Albian se deschide Depresiunea Histria, ca un paleogolf al Bazinului de Vest al Mării Negre, iar din Albian, pe continent, se deschide și Depresiunea Babadag. Momentul deschiderii Depresiunii Histria a fost precizat de Băncilă *et al.*, (1997) pe criterii sedimentologice și microfaunistice. În zona Portița depresiunea s-a inițiat pe aliniamentul faliei transcurente Portița-Lebăda, iar spre largul mării extinderea depresiunii la sud de falia Capidava-Ovidiu, este consecința deschiderii riftului intracratonic din Bazinul de Vest. În acest cadru regional subsidența a fost însoțită de o sedimentarea cu caracter turbiditic spre centrul depresiunii și siliciclastic (de șelf) pe margini (Neguț *et al.*, 1995). Totuși, în diferite sectoare subsidența tectonică nu a fost similară. Astfel în Albian subsidența s-a instalat pe rama sudică și în zona centrală a depresiunii, în timp ce pe rama nordică s-au înregistrat ușoare ridicări structurale. În zona Portița subsidența a fost însoțită de punerea în loc a unui corp eruptiv (Chișcan & Damian, 1998). Datele seismice coroborate cu cele de sondă au arătat că formațiunea cea mai nouă străbătută de corpul eruptiv de la Portița este albiană, peste care se găsesc dispuse discordant formațiuni eocene.

După subsidența albiană, mișcările austrice (mezocretacice) fac ca fundamentul depresiunii să intre într-un regim compresiv, marcat de schimbarea direcției deplasării blocurilor crustale în lungul faliei Peceneaga-Camena. La începutul Cemomanianului falia transcurentă Peceneaga-Camena își schimbă caracterul din falie dextră-distensivă, în falie senestră-compresivă (Grădinaru, 1988). Trecerea de la regimul distensiv la cel transpresiv a generat noi inversiuni tectonice. În zona Portița s-a dezvoltat o cută largă, de tip *growth fold* (fig. 17), în același timp cu procesul sedimentar. Cutarea pânzei a avut loc în lungul unui plan de încălecare de tip rampă, ca urmare a prezenței corpului eruptiv de la Portița, care a determinat nedepunerea sau eroziunea depozitelor din Cretacicul superior. Pe ansamblu, deși formațiunile cenomaniene au cunoscut o avansare importantă spre vestul depresiunii, totuși aria de dezvoltare a faciesului turbiditric s-a restrâns spre centrul acesteia (Neguț *et al.*, 1995). În intervalul Turonian-Maastrichtian, pe fondul unei atenuări a mișcării fundamentului, sugerată de segmentul cvaziorizontal al curbei subsidenței tectonice, sedimentarea a avut un caracter predominant de șelf carbonatat.

Din Paleocen blocurile crustale ale șelfului românesc își schimbă direcția și sensul de deplasare, alunecând preferențial în lungul faliilor transcurente Razelm, Lacu Roșu, Midia Vest și Nistrului. Intensitatea maximă a acestor alunecări, s-a manifestat în Eocenul superior când digitația Consul intră în subsidență și Depresiunea Histria se extinde la sud, înglobând și proto-depresiunea din Pânza de Măcin. Totodată, pe fondul inversiunii tectonice a structurii Poseidon, are loc intrarea în subsidență a structurii Lebăda Est. În acest context, sedimentarea din Paleo-



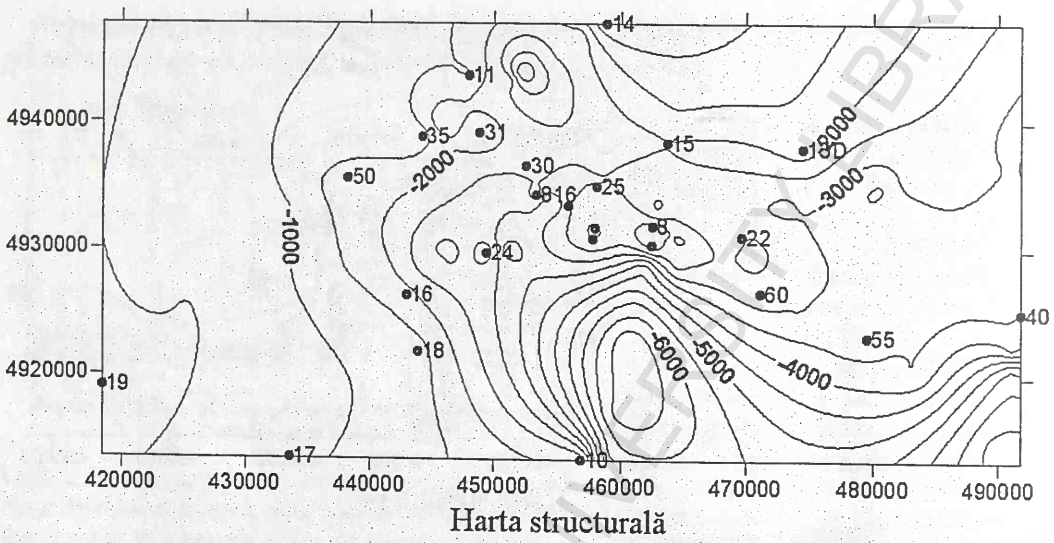
Harta structurală



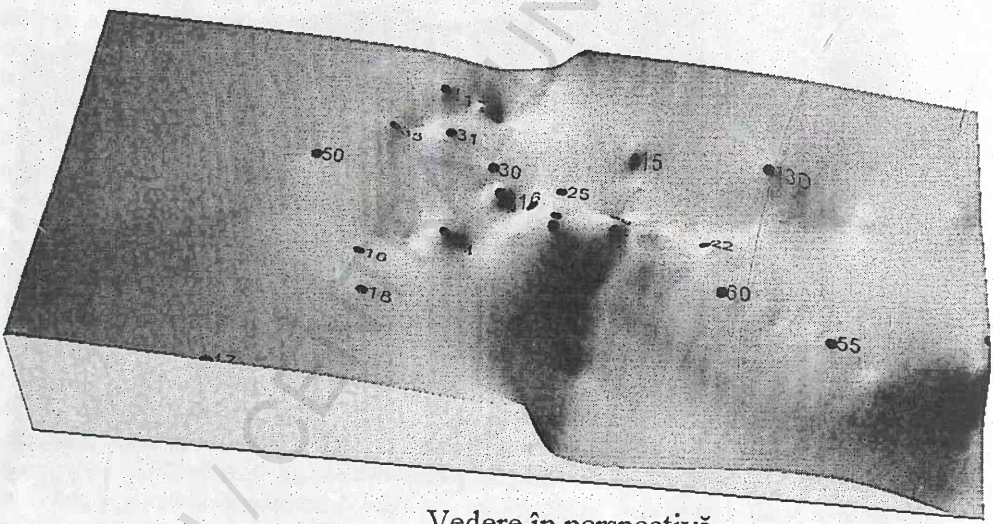
Vedere în perspectivă

Figura 13. Harta structurală și relieful formațiunilor geologice la sfârșitul Albianului.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



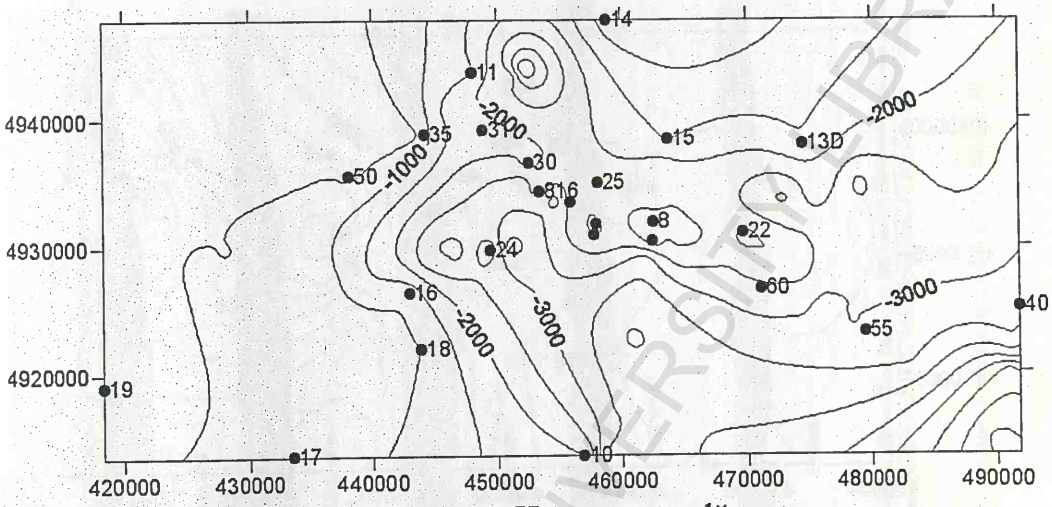
Harta structurală



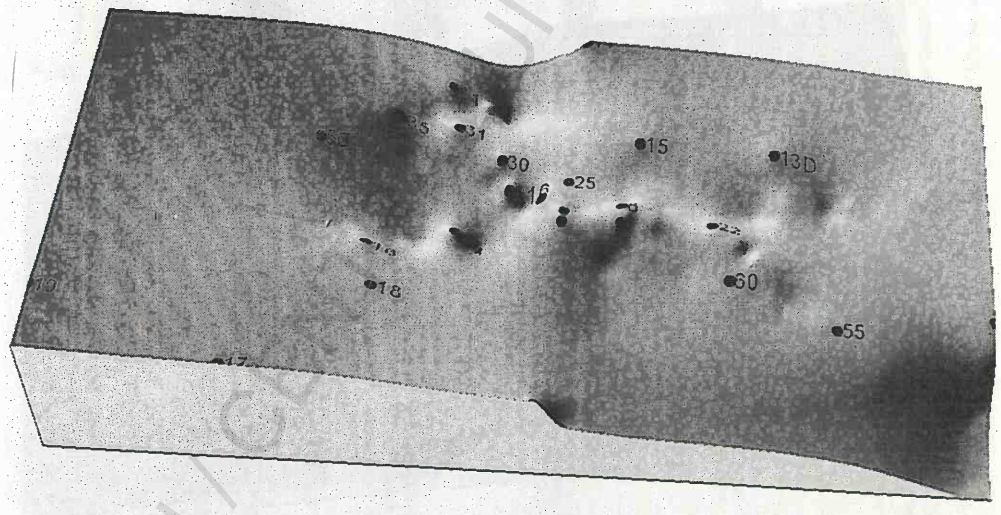
Vedere în perspectivă

Figura 14. Harta structurală şi relieful formaţiunilor geologice la sfârşitul Cretacicului superior.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



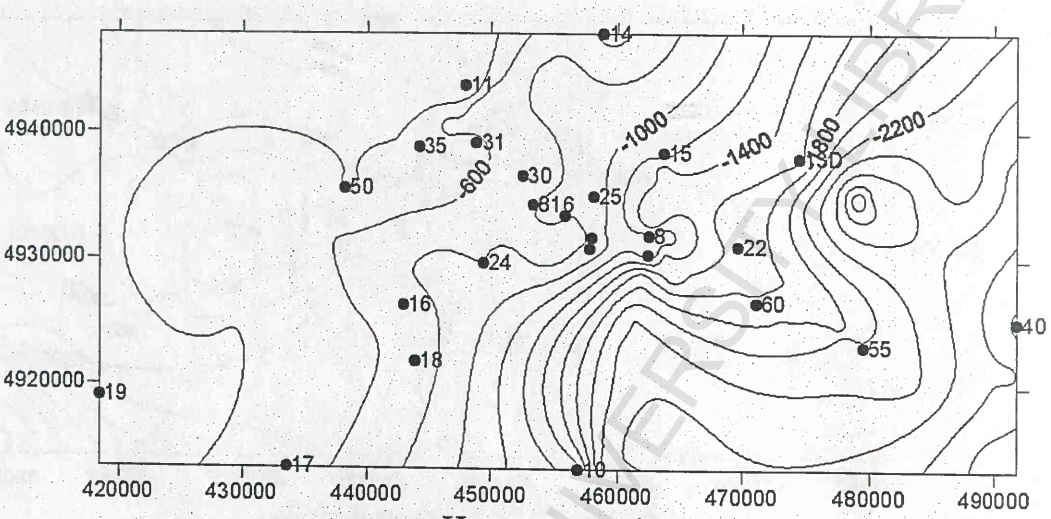
Harta structurală



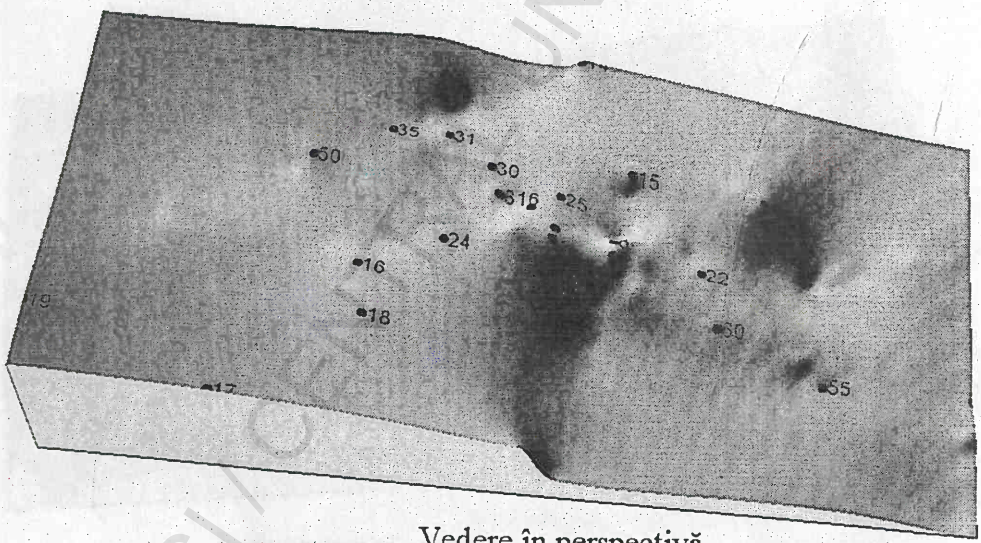
Vedere în perspectivă

Figura 15. Harta structurală și relieful formațiunilor geologice la sfârșitul Eocenului.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY



Harta structurală



Vedere în perspectivă

Figura 16. Harta structurală și relieful formațiunilor geologice la sfârșitul Oligocenului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

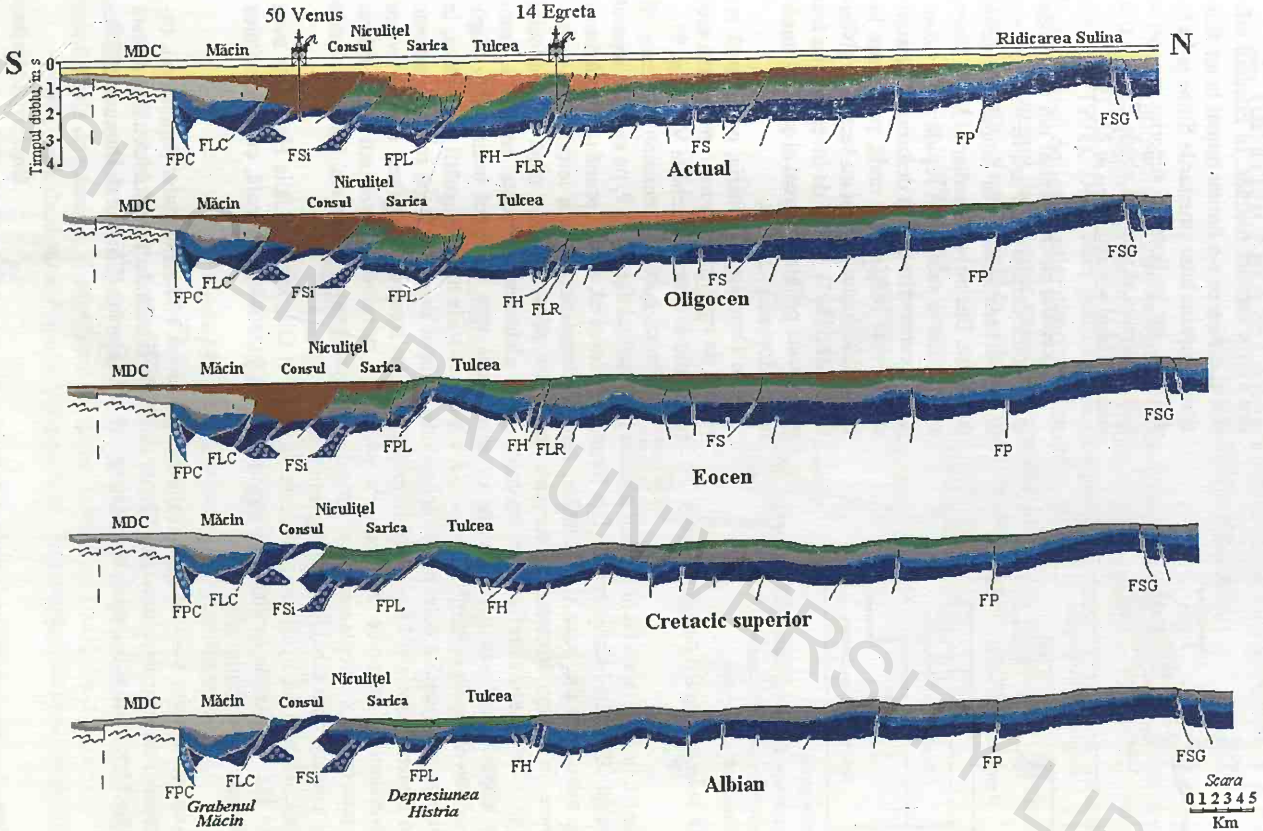


Figura 17. Evoluția geotectonică a Depresiunii Histria, în lungul secțiunii seismogeologice 201/ 82-391/ 88-273/ 88.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

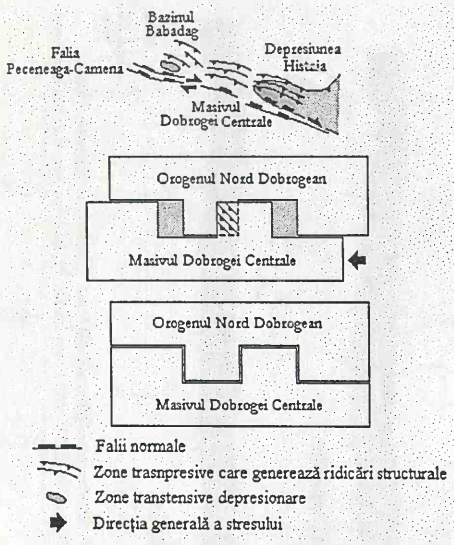


Figura 18. Modelul genetic al Depresiunii Histria.

cen a avut caracter restrâns. În Eocenul inferior şi mediu ea s-a limitat numai la un aliniament cuprins între structurile Sinoe şi Lebăda Vest, iar în Eocenul superior s-a extins atât pe arealul structurii Lebăda Est, cât şi în sudul şi estul acesteia (Leu *et al.*, 1998).

Începând cu Oligocenul noi evenimente tectonice definitivează arhitectura depresiunii. S-a menționat că în timpul mişcărilor pireniene, Bazinul sedimentar al Mării Negre a intrat într-o subsidență rapidă de tip compresiv, caracterizată prin deformații litosferice, cu mare lungime de undă, peste care local s-au suprapus inversiuni tectonice (Nikishin *et al.*, 1997). Astfel de inversiuni au fost înregistrate pe întregul areal al şelfului românesc (Moroşanu, 2000).

În Depresiunea Histria, o structură inversată de tip *graben thrust* o reprezintă sectorul estic al structurii Lebăda Vest (fig. 9).

Pentru a stabilii momentul declanşării inversiunilor tectonice, s-a apelat la profilul seismic longitudinal din figura 9, pe care s-a separat o megasecvență Oligocen-Miocen mediu. Din figură se observă că, după o primă secvență transgresivă a formațiunilor din baza Oligocenului, care se caracterizează prin terminațiile reflecțiilor seismice în *onlap*, urmează o secvență regresivă ce se extinde până la începutul Sarmațianului. Terminațiile reflecțiilor seismice care alcătuiesc secvența regresivă, sunt generate de stratele care s-au depus în apa ce se retrăgea spre interiorul bazinului (*offlap*). Sedimentarea a avut loc în condiții de *lowstand*, când oscilațiile nivelului mării s-au situat, în general, sub cota superioară a paleopantei depresiunii (Pragul Euxinic). După regimul tectonic extensiv din Eocenul târziu şi Oligocenul timpuriu a urmat trecerea la regimul compresiv, cu inițierea inversiunilor tectonice amintite. Pe ansamblu marginile depresiunii s-au ridicat structural, concomitent cu deplasarea axei subsidenței către interiorul acesteia. Ca urmare rata sedimentării a depăşit rata subsidenței şi depresiunea s-a colmatat.

Totodată, datorită încărcării cu sedimente, la sfârşitul Oligocenului, falia Heracleea avea aspectul unei falii listrice de încălecare (*listric thrust fault*), sindepozițională, cu concavitatea orientată spre centrul bazinului (fig. 17).

În Miocenul superior s-a realizat o reajustare izostatică a fundamentului depresiunii, caracterizată printr-o ridicare a soclului (fig. 12), iar din Pliocen subsidența tectonică a fost reluată probabil datorită aportului substanțial de sedimente adus de Dunăre (Chişcan & Damian, 1998).

2. IDENTIFICAREA ŞI CARACTERIZAREA GEOCHIMICĂ A SISTEMULUI PETROLIFER HISTRIA

Sistemul petrolifer este un sistem fizico-chimic care produce, acumulează şi conservă petrolul într-un spaţiu bine definit, pe parcursul timpului geologic (Magoon, 1988; Demaison & Huizinga, 1991). Un sistem petrolifer se compune din două subsisteme: primul de generare-expulzare şi al doilea de migraţie-acumulare (fig. 19).

Subsistemul de generare-expulzare transformă materia organică din rocile sursă în hidrocarburi, pe care le expulzează în cadrul rezervoarelor naturale adiacente.

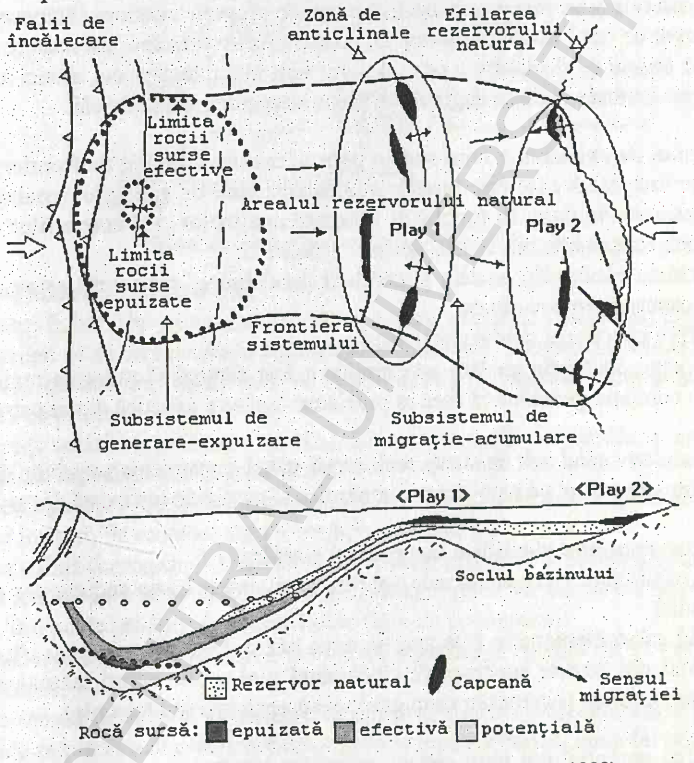


Figura 19. Sistem petrolifer ipotetic (după Magoon, 1988).

O rocă sursă de petrol este definită de orice rocă sedimentară care conţine materie organică într-o cantitate suficientă, capabilă să genereze şi să expulzeze hidrocarburi. În funcţie de posibilităţile de generare şi expulzare ale hidrocarburilor, o rocă sursă poate fi:

- potenţială dacă nu a generat hidrocarburi, deşi conţine materie organică imatură într-o cantitate suficientă,
- efectivă când conţine materie organică matură care generează şi expulzează hidrocarburi;
- epuizată dacă materia organică supramatură şi-a încheiat activitatea de generare şi expulzare a hidrocarburilor.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Subsistemul de migrație-acumulare focalizează curgerea hidrocarburilor expulzate spre capcanele existente în cadrul rezervoarelor naturale adiacente rocii sursă, pe care le acumulează și le conservă. Pe parcursul generării petrolului, acesta este expulzat din rocile sursă și antrenat într-un proces de migrație, care poate fi (Pelet, 1985):

• primară când petrolul se deplasează prin roca sursă care-l generează;

• secundară când petrolul circulă prin rezervoarele naturale adiacente rocii sursă. Migrația secundară începe la interfața rocă sursă/rezervor natural și se încheie cu „procesul de punerea în loc" a hidrocarburilor din cadrul capcanelor. Dacă ulterior are loc un proces de redistribuire a hidrocarburilor în alte capcane ale aceluiași rezervor, procesul este denumit remigrație;

• terțiară când petrolul „scăpat" din capcanele inițiale (formale) trece pe diferite căi în alte rezervoare naturale și se reacumulează în capcanele aferente acestora (Stănescu, 1993).

Indiferent de tipul ei, migrația este un proces creativ prin care iau naștere acumulările de petrol. Dacă pe traseul de deplasare a petrolului nu sunt întâlnite capcane, atunci acesta este dispersat în rezervoarele naturale unde se degradează și/sau se pierde pe diferite căi.

Domeniul de existență a unui sistem petrolifer este delimitat de frontiera acestuia, respectiv de o linie imaginară care circumscrie atât subsistemul de generare-expulzare cât și subsistemul de migrație-acumulare. În funcție de volumul analizelor și al corelațiilor care se pot stabilii între cele două subsisteme, un sistem petrolifer poate fi:

• identificat când, prin analize și corelații geochimice, roca sursă este precizată și petrolul acumulat în capcane provine din ea;

• neidentificat care la rândul său poate fi:

• ipotetic dacă prin analize geochimice a fost semnalată prezența rocii sursă, dar nu s-a stabilit nici o corelație geochimică care să precizeze legătura genetică dintre petrolul din capcane și roca sursă;

• speculativ când atât existența rocii sursă, cât și proveniența petrolului din capcane sunt în întregime postulate numai pe baza datelor geologice și geofizice (nu există dovezi geochimice).

Un sistem petrolifer identificat mai poate fi clasificat ca:

• pur, când toate elementele sale aparțin unui singur bazin sedimentar care prezintă același stil tectonic;

• hibrid, când elementele sale aparțin unui bazin de sedimentare cu istorie multiplă, care poate fi format din bazine succesorale (incluzând mai multe stiluri tectonice) sau din bazine reactivate (care implică reluarea în timp geologic a aceluiași stil tectonic).

Evaluarea potențialului unui sistem petrolifer, presupune estimarea cantităților de petrol generate, expulzate, migrate și acumulate în cadrul capcanelor. Este evident că incertitudinea evaluării va fi cu atât mai redusă, cu cât gradul de cunoaștere al sistemului petrolifer este mai ridicat. Atributele de identificat, neidentificat, ipotetic sau speculativ care caracterizează sistemul se vor răsfrânge și asupra potențialului său.

În evaluarea potențialului petrolifer se apelează tot mai des la noțiunile din limba engleză „*prospect*" și „*play*".

Prin *prospect* se înțelege o capcană identificată prin prospecțiune seismică și care urmează să fie cercetată prin sonde.

Noțiunea de *play* (în română „joc") se referă la o capcană (*prospect*) sau la un grup de capcane, legate de un același element geologic major. În acest context *play*-ul are sensul de structură geologică, posibil producătoare de petrol. De exemplu în figura 19 au fost definite

două jocuri: primul *play* 1 este în legătură cu o zonă de anticlinal a rezervorului natural şi al doilea *play* 2 este o consecinţă a efilării acestuia.

În vederea identificării şi caracterizării sistemelor petrolifere se pleacă de la premiza că o rocă sedimentară, posibil sursă de petrol, este alcătuită din materie minerală şi materie organică.

La rândul său materia organică include fracţiunea fluidă şi fracţiunea solidă (fig. 20).

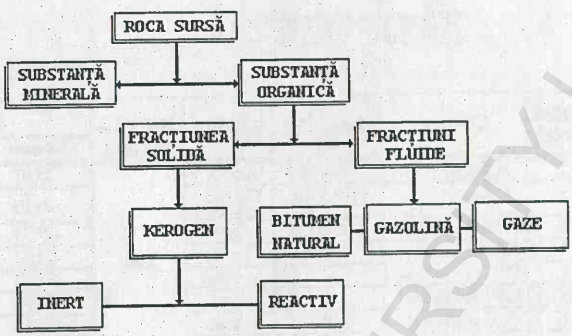


Figura 20. Alcătuirea rocilor posibil sursă de petrol.

Fracţiunea fluidă este formată din:

• constituenţi lichizi sau semisolizi (bitumen natural) solubili în solvenţi organici uzuali şi extractul de bitumen ce se obţine conţine hidrocarburi saturate, nesaturate, aromatice, precum şi compuşi cu masă moleculară mare, cum ar fi asfaltenele şi răşinile. Bitumenul natural este precursorul ţiţeiului primar;

• constituenţi volatili (gazolinele, $C_4 \div C_8$). Ei sunt lichizi în condiţiile rezervoarelor naturale şi în condiţii de suprafaţă trec în fază gazoasă;

• constituenţi gazoşi ($C_1 \div C_7$) care se găsesc în majoritatea rocilor sedimentare şi sunt intim legaţi de porii şi interstiţiile acestora prin absorbţie şi adsorbţie.

Fracţiunea solidă (kerogenul), insolubilă în solvenţi organici, este reprezentată de:

• kerogen reactiv care în urma unor reacţii chimice, generate de un câmp geotermic adecvat, a produs şi/sau poate produce fracţiuni fluide (lichide şi gazoase);

• kerogenul inert, respectiv fracţiunea care nu a participat şi nici nu va participa la generarea hidrocarburilor.

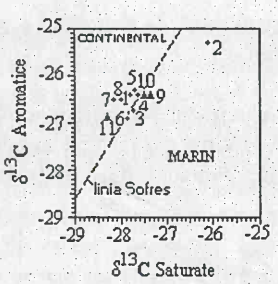
Ţinâdu-se seama de această clasificare a rocilor sedimentare posibil sursă de petrol, analizele geochimice se pot executa: pe fracţiunea lichidă (extractibilă) a materiei organice, pe fracţiunea solidă (pe kerogen) şi pe proba de rocă brută.

2. 1. IDENTIFICAREA SISTEMULUI PETROLIFER

Identificarea unui sistem petrolifer în cadrul unui bazin sedimentar presupune o serie de analize geochimice, în vederea stabilirii unor corelaţii între ţiţeiurile conţinute de rocile colectoare ale acumulărilor de hidrocarburi şi bitumenul natural din rocile sursă. Cu alte cuvinte, prin aceste analize se caută stabilirea provenienţei ţiţeiurilor din zăcămintele de hidrocarburi, în vederea conturării sistemului petrolifer.

Pe şelful românesc al Mării Negre (fig. 1) structurile de interes Sinoe, Lebăda Vest, Lebăda Est şi Pescăruş, care conţin acumulări de petrol cu valoare comercială, aparţin Depresiunii Histria.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



+ Țițeiuri din zăcămitele cu caracter comercial
▲ Bitumen natural extras din posibilele roci sursă

NUMĂR PROBĂ	SONDA	ADÂNCIME [m]	VÂRSTA	NATURA PROBEI	$\delta^{13}C$	
					Saturate	Aromatice
1	31 Sinoe	1589-1608	Eocen	Țiței	-27,87	-26,40
2	32 Sinoe	1188-1206	Cretacic superior		-26,10	-25,30
3	813 Lebăda Vest	2220-2250	Albian		-27,75	-26,73
4	813 Lebăda Vest	-	Eocen		-27,60	-26,40
5	817 Lebăda Vest	-	Albian		-27,70	-26,30
6	817 Lebăda Vest	-	Eocen		-27,90	-26,90
7	86 Lebăda Est	2400	Albian		-28,15	-26,60
8	88 Lebăda Est	2400	Albian		-28,00	-26,50
9	816 Lebăda Vest	2215	Oligocen	Bitumen natural	-27,50	-26,40
10	11 Portița	-	Oligocen		-27,80	-26,50
11	19 Vadu	2105	Oxfordian		-28,30	-26,90

Figura 21. Corelația țiței-rocă sursă pentru zăcămintele situate pe șelful românesc. Valorile rapoartelor izotopice au fost preluate din studiile efectuate de firmele ARCO International Oil and Gas Company și Exxon.

Pentru a stabili corelația dintre țițeiurile din zăcămintele citate și posibilele roci sursă care au generat aceste țițeiuri, este necesar să se apeleze la metodele geochimiei izotopice. Cele mai uzuale corelații geochimice se stabilesc între conținutul izotopic al carbonului din țițeiuri și conținutul izotopic al carbonului din extractul de bitumen al rocilor sursă.

Izotopii unui element diferă numai prin numărul de neutroni ai nucleului, în timp ce numărul de protoni și electroni este același. Se consideră că un izotop prezintă același chimism cu al elementului din care provine.

Elementul carbon comportă un izotop mai greu, de masă 13 și altul mai ușor, de masă 12, desemnați prin simbolurile ^{12}C, respectiv ^{13}C. Pe parcursul reacțiilor implicate în generarea și expulzarea petrolului, hidrocarburile expulzate vor fi mai bogate în izotopi ușori ^{12}C (deoarece legăturile lor chimice sunt mai slabe) în comparație cu izotopii mai grei ^{13}C, iar pe de altă parte bitumenul remanent în roca sursă va avea o concentrație inversă, mai ridicată în izotopii grei decât în cei ușori. Totuși, sub aspectul rapoartelor dintre izotopii grei și izotopii ușori ($^{13}C/^{12}C$), conținutul izotopic al carbonului din bitumenul natural și din țițeiurile provenite din bitumenul respectiv prezintă o anumită stabilitate.

Deoarece izotopul ^{13}C este minoritar în materia organică și nu poate sesiza schimbările privind natura (tipul) acesteia, se utilizează raportul:

$$\delta^{13}C = 1000 \times \left[\frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{es}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{et}} - 1 \right] \quad (1)$$

în care $(^{13}C/^{12}C)_{es}$ este determinat pe eșantionul studiat, iar $(^{13}C/^{12}C)_{et}$ este un raport etalon.

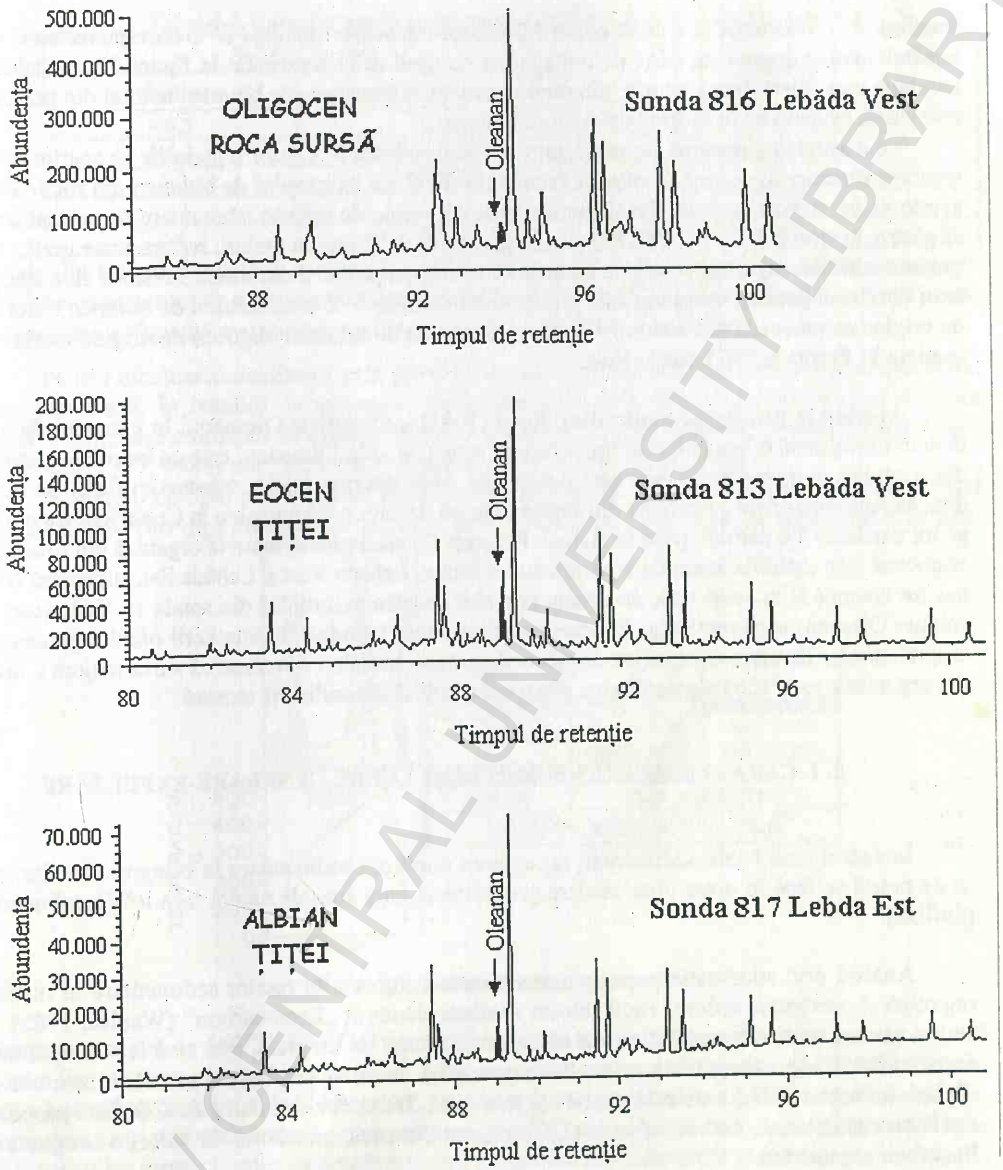


Figura 22. Utilizarea amprentei Oleananului pentru a identifica originea țițeiurilor din acumulările situate pe șelful românesc al Mării Negre.

Pentru definirea raportului etalon $(^{13}C/^{12}C)_{et}$ se folosește dioxidul de carbon, preparat din belemniții formațiunii cretacice „Pee Dee" din Carolina de Sud (Etalon PDB); materialele mai bogate în ^{13}C decât acest etalon au o valoare $\delta^{13}C$ pozitivă, în timp ce majoritatea materiilor organice au o valoare $\delta^{13}C$ negativă.

În urma analizelor gaz carotaj-spectrometrie de masă (GS-MS), după determinarea conținuturilor izotopice ale țițeiurilor din rocile rezervor și ale bitumenelor naturale din rocile sursă, pe

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fracțiunile C_{15+} saturate și aromatice, se calculează rapoartele standard $\delta^{13}C$ corespunzătoare. Proiectând valorile acestor rapoarte pe o diagramă de tipul celei prezentate în figura 21, se stabilește corelația care există între țițeiurile din rocile rezervor și extractele de bitumen natural din posibilele roci sursă, evidențiate în cadrul bazinului sedimentar.

Pe o astfel de diagramă s-a proiectat valorile izotopilor $\delta^{13}C$ pentru țițeiurile ce aparțin rocilor rezervor cretacice și eocene și valorile rapoartelor $\delta^{13}C$ ale extractului de bitumen din rocile sursă; aceste valori au fost preluate din documentațiile elaborate de diferite laboratoare de specialitate și se găsesc în arhiva S. N. P. „PETROM". Deși valorile $\delta^{13}C$ pentru țițeiuri, reprezentate grafic, sunt grupate între ele, sugerând o origine comună (cu excepția probei 2 din sonda 32 Sinoe care aparține unui țiței biodegradat), totuși ele sunt plasate între valorile $\delta^{13}C$ a extractului de bitumen oxfordian de origine continentală din sonda 19 Vadu și extractele de bitumen oligocen de origine marină din sondele 11 Portița și 816 Lebăda Vest.

Apelând la geochimia moleculară, Reed (1991) a identificat Oleananul în extractul de bitumen din roca sursă oligocenă și în țițeiurile analizate (fig. 22). Oleananul este un biomarker rezultat din bentuline și triterpanoizi care sunt produși de Angiosperme (plante terestre cu flori); se consideră că Angiospermele au evoluat din Jurasic, dar au devenit predominante în Cretacicul superior și pe tot parcursul Terțiarului, până în Actual. Prezența Oleananului în materia organică din roca sursă oligocenă și în țițeiurile acumulate pe structurile Sinoe, Lebăda Vest și Lebăda Est, sugerează originea lor comună și în acest sens, este puțin probabil ca roca oxfordiană din sonda 19 Vadu (care nu conține Oleanan) să fi participat la generarea țițeiurilor. Totodată, biomarkerii oferă argumente și asupra surselor de materie organică. În general, terpanii triciclici dovedesc că sursa majoră a materiei organice o reprezintă algele marine. Oleananul indică și o influență terestră.

2. 2. CARACTERIZAREA SUBSISTEMULUI DE GENERARE-EXPULZARE

În cadrul unui bazin sedimentar, acceptarea unei roci sedimentare în categoria rocilor sursă de petrol se face în urma unor analize geochimice, care sunt de natură termică (combustie și piroliză).

Analiza prin combustie permite determinarea conținutului rocilor sedimentare în materie organică și presupune arderea rocii într-un analizor denumit „Leco-carbon" (Waples, 1985). În cadrul acestei analize o probă din roca cercetată, cu masa de un gram, este arsă la o temperatură foarte ridicată în prezența unui curent de oxigen (O_2). În urma combustiei rezultă o cantitate de dioxid de carbon (CO_2) care este captată și măsurată. Deoarece cantitatea de CO_2 este proporțională cu cantitatea de carbon organic (OC) prezentă în rocă, analizorul dă valorile conținutului în carbon organic total (TOC-ul).

Pentru ca în timpul analizelor, dioxidul de carbon rezultat în urma descompunerii carbonaților minerali să nu influențeze rezultatele, aceștia sunt îndepărtați în prealabil din rocă, prin tratare cu acid clorhidric (HCl).

Conținutul în carbon organic total, abreviat TOC, este definit de raportul dintre masa carbonului organic (m_{OC}) și masa rocii ($m_{rocă}$) și se exprimă în procente:

$$TOC = 100 \times \frac{m_{OC}}{m_{rocă}}, [\%] \qquad (2)$$

În funcție de valoarea TOC-ului, conținutul unei roci în materie organică poate fi încadrat

Tabelul 2. **Caracterizarea conținutului rocilor sursă în materie organică.**

%TOC în roci		Conținut
clastice	carbonatate	
<0,5	<0,3	Slab
0,5-1	0,3-0,6	Suficient
1-2	0,6-1,2	Bun
2-4	1,2-2,4	Foarte bun
>4	>2,4	Excelent

în una din categoriile date în tabelul 2. Conținutul în carbon organic total nu poate caracteriza capacitatea unei roci de a genera și expulza petrolul. El semnalează numai dacă o rocă sedimentară conține suficientă materie organică pentru a fi considerată o rocă sursă.

Pentru efectuarea analizelor prin piroliză se apelează la pirolizoare de înaltă temperatură, care simulează, în condiții de laborator, generarea hidrocarburilor și expulzarea lor din roca sursă. Pirolizoarele utilizate în analiza materiei organice, au fost denumite generic „Rock-Eval" (Espitalie, 1977, 1986) sau „TEA-FID" (Barker, 1974; Lewan *et al.*, 1995).

Indiferent de tipul pirolizorului, principiul de analiză este același. O mică cantitate de rocă mojarată (50÷100 mg) este treptat încălzită în atmosferă inertă (curent de heliu), până la tem-

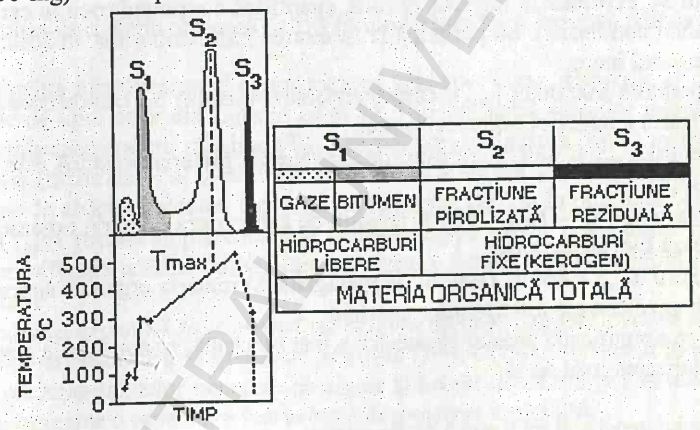


Figura 23. Rezultatele analizei prin piroliză

peratura maximă de 550 °C÷600 °C. Prin încălzire, hidrocarburile ce se găsesc în proba analizată sunt eliberate și trec în curentul de heliu. Amestecul heliu-hidrocarburi pătrunde în detector pentru a cuantifica cantitatea de hidrocarburi ce a părăsit proba. Piroliza nu este o combustie deoarece, prin creșterea temperaturii, în absența oxigenului (atmosferă inertă), se asigură numai apariția reacțiilor termochimice de descompunere a materiei organice și nu arderea ei.

Raportând masa de hidrocarburi eliberate (exprimată în mg HC) la masa probei (în g rocă) rezultă conținutul rocii în hidrocarburi (în mg HC/g rocă). Variația conținutului rocii în hidrocarburi este înregistrată pe o diagramă care are în abscisă timpul de desfășurare a analizei, exprimat în minute (fig. 23).

Inițial, roca este încălzită la o temperatură constantă de 250 °C÷300 °C. În timpul încălzirii probei, conținutul în hidrocarburi crește până atinge un maxim semnalat printr-un vârf S_1, după care începe să scadă. Vârful S_1 indică prezența hidrocarburilor libere (bitumenului) generate în mod natural de materia organică, dar neexpulzate din roca sursă.

Continuând încălzirea, cu o rată de 2,5÷5 °C/minut, în jurul temperaturii de 350 °C încep să se degaje hidrocarburile fixe rezultate din descompunerea termică a kerogenului reactiv. Degajarea hidrocarburilor fixe atinge o valoare maximă (T_{max}) după depăşirea temperaturii de 420 °C. Această valoare care corespunde vârfului S_2, reprezintă *temperatura maximă* înregistrată în timpul analizei, când întreaga cantitate de kerogen reactiv a fost eliminată din rocă.

Pe parcursul desfăşurării analizei se degajă şi o cantitate de dioxid de carbon (CO_2) ce este semnalată de vârful S_3. Deoarece carbonul legat chimic cu oxigenul nu participă la generarea hidrocarburilor, conţinutul de CO_2 din rocă se consideră a fi kerogenul inert.

Conţinuturile înregistrate, materializate prin vârfurile S_1, S_2 şi S_3 au semnificaţia unor indici cantitativi şi dau următoarele informaţii:

• vârful S_1 indică conţinutul rocii în hidrocarburi libere (ţiţei şi/sau gaze) şi se exprimă în mg HC/g rocă. Hidrocarburile libere (bitumenul natural), deşi au fost generate de materia organică, nu au fost expulzate din roca sursă;

• vârful S_2, exprimat în mg HC/g rocă, semnalează prezenţa hidrocarburilor fixe, respectiv conţinutul rocii în kerogenul reactiv care mai poate genera în viitor hidrocarburi, dacă câmpul geotermic din cadrul bazinului de sedimentare este favorabil;

• vârful S_3, exprimat în mg CO_2/g rocă, cuantifică conţinutul rocii în carbonul organic care, pe parcursul combustiei, nu participă la generarea hidrocarburilor. În acest sens, el se va raporta la kerogenul inert;

• temperatura maximă (T_{max}), corespunzătoare vârfului S_2, caracterizează gradul de evoluţie (maturizare) a materiei organice. Astfel,

• pentru $T_{max} < 430$ °C (stadiul de diageneză) materia organică este imatură pentru a produce hidrocarburi;

• pentru $430°C < T_{max} < 465°C$ (stadiul de catageneză) materia organică ajunsă la maturitate generează ţiţei şi/sau gaze;

• pentru $T_{max} > 465°C$ (stadiul de metageneză) materia organică supramatură poate genera cel mult gaze cracate din ţiţeiul preexistent.

Odată ce semnificaţia acestor parametrii a fost precizată, se pot calcula o serie de indici care permit caracterizarea rocii sursă.

Potenţialul genetic al rocii sursă dat de relaţia:

$$GP = S_1 + S_2, \quad [\text{mg HC / g rocă}], \tag{3}$$

reprezintă conţinutul total în hidrocarburi libere şi fixe (bitumen natural şi kerogen reactiv) al probei de rocă analizată. În funcţie de valoarea potenţialului genetic o rocă sursă poate fi:

• slabă ($GP < 2$) când, din punct de vedere al generării hidrocarburilor, potenţialul rocii este nesemnificativ, chiar dacă materia organică este matură;

• medie ($2<GP<6$) când materia organică matură conţinută de rocă generează hidrocarburi, dar are un potenţial redus în expulzarea acestora;

• bună ($6<GP<10$) când potenţialul materiei organice mature este suficient pentru a permite generarea şi expulzarea hidrocarburilor într-o anumită proporţie;

• foarte bună ($GP>10$) când potenţialul rocii sursă este ridicat, generând şi expulzând hidrocarburi în cantităţi suficiente. Valorile excepţionale ale potenţialului genetic (de ordinul sutelor de mg HC/g rocă) sunt caracteristice şisturilor bituminoase şi cărbunilor.

Indicele de hidrogen (sau al hidrocarburilor fixe)

$$HI = \frac{S_2}{TOC}, [\text{mg HC/g OC}]. \tag{4}$$

reprezintă fracțiunea de materie organică (kerogen reactiv) care mai poate fi transformată în hidrocarburi, dacă roca sursă și-ar continua evoluția în cadrul bazinului de sedimentare. Cu cât o rocă sursă va avea o valoare mai mare a indicelui de hidrogen, cu atât capacitatea de generare și expulzare a hidrocarburilor va fi mai ridicată.

Indicele de oxigen

$$QI = \frac{S_3}{TOC}, [mg\,CO_2/g\,OC] \quad (5)$$

semnifică fracțiunea de materie organică care nu participă la generarea hidrocarburilor.

Indicele de calitate al rocii sursă

$$QI = \frac{S_1 + S_2}{TOC}, [mg\,HC/g\,OC] \quad (6)$$

sau

$$QI = \frac{GP}{TOC}, [mg\,HC/g\,OC] \quad (7)$$

reprezintă fracțiunea de materie organică activă (bitumen natural și kerogen reactiv).

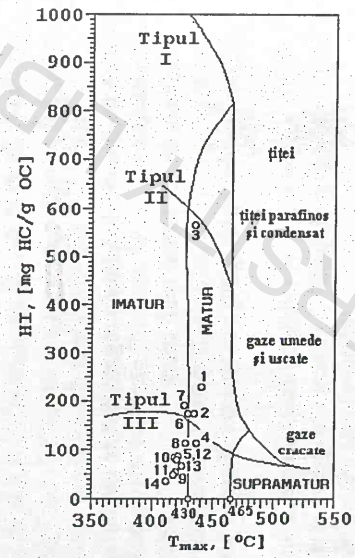
Pentru a facilita identificarea și caracterizarea unei roci sursă, Espitalie *et al.*, (1984) au realizat diagrame de tipul celor din figurile 24 și 25. Din corelarea valorilor indicelui de hidrogen (HI) cu valorile temperaturii maxime (T_{max}) se pot preciza: natura (tipul) materiei organice, gradul de evoluție (maturizare) al acesteia și tipul hidrocarburilor produse. Pentru o probă studiată, introducând în abscisă valoarea indicelui de hidrogen (HI) și în ordonată valoarea temperaturii maxime (T_{max}), rezultă un punct care se situează în apropierea uneia dintre cele trei curbe reprezentate. Semnificația acestor curbe, care precizează natura (tipul) materiei organice, este redată în continuare.

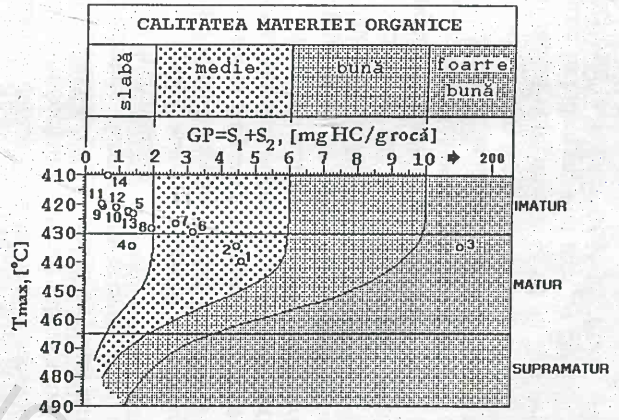
Tipul I, materie organică sapropelică de origine lacustră (*algală*). Acest tip este caracterizat printr-o valoare ridicată a indicelui de hidrogen (HI). Conținutul ridicat în hidrogen, care este asociat cu prezența lipidelor generate de algele și bacteriile dezvoltate în mediile lacustre, conferă materiei organice o capacitate foarte bună de generare a țițeiului.

Tipul II, materie organică sapropelică de origine marină. Deși materia organică are un conținut destul de ridicat în lipide totuși, la formarea ei, participă și alte grupe de organisme de origine marină (fitoplanctonul și zooplanctonul) și continentală (spori, polen și material algal, ce au fost trasportate în mediul marin). Prezența acestor noi grupe aduce un plus de oxigen, care conduce la diminuarea indicelui de hidrogen (HI) și deci a capacității de generare a țițeiului; materia organică de tip II este producătoare de țiței și gaze cu condensat.

Tipul III, materie organică humică de origine continentală. În general plantele terestre superioare conțin biomolecule cu mai mult oxigen (celuloză și hemiceluloză) și într-o proporție mai redusă componente ce nu au fost degradate biochimic (ca de exemplu lignina). Lipidele, bogate în hidrogen, sunt acum o componentă minoră, care provine numai din plantele terestre superioare (cuticulele frunzelor, fructe, etc.). Aceasta face ca materia organică de origine continentală să aibă o valoare mică a indicelui de hidrogen (HI) și să genereze numai gaze. Din corelarea valorilor potențialului genetic (GP) cu valorile temperaturii maxime (T_{max}) rezultă calitatea rocii sursă, respectiv conținutul ei în materie organică producătoare de hidrocarburi și gradul de maturizare a acesteia.

Firmele ÅRCO International Oil and Gas Company (Jackie D. Reed, 1991), Mobil Exploration and Producing Technical Center Dallas (Walters & Enrico, 1993), Exxon și Enterprise

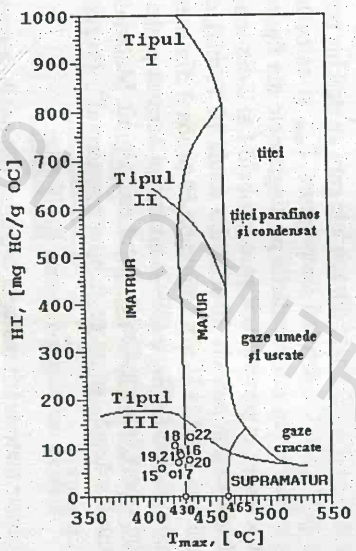


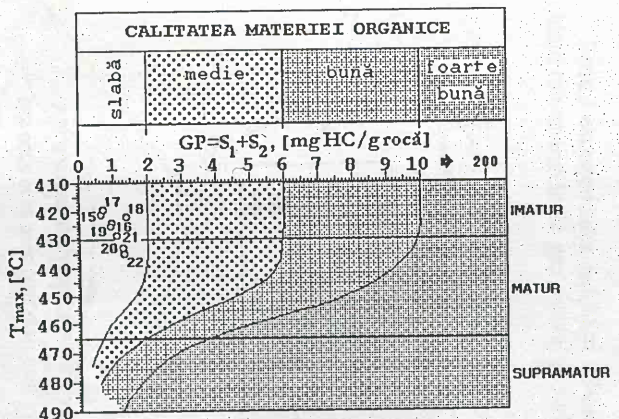


NR. PROBĂ	SONDA -	ADÂNCIME [m]	VÂRSTĂ -	GP [mg HC/g rocă]	HI [mg HC/g TOC]	Tmax [°C]	Tipul materiei organice	Grad de maturizare	Calitatea materiei organice	Hidrocarburi generate
1	75 Cobălcescu	3995,5	Oligocen	4,56	229	440	continental	matur	medie	gaze
2	75 Cobălcescu	3497,0	Oligocen	4,43	173	435	continental	matur	medie	gaze
3	816 Lebăda Vest	2215,0	Oligocen	22,83	563	435	marin	matur	foarte bună	țiței și gaze cu condensat
4	817 Lebăda Vest	2067,0	Oligocen	1,40	100	435	continental	matur	slabă	gaze
5	813 Lebăda Vest	1702,5	Oligocen	0,50	52	421	continental	imatur	slabă	-
6	813 Lebăda Vest	1302,5	Oligocen	3,15	175	429	continental	imatur	medie	-
7	813 Lebăda Vest	1227,5	Oligocen	2,66	192	427	continental	imatur	medie	-
8	813 Lebăda Vest	1082,5	Oligocen	1,98	113	428	continental	imatur	slabă	-
9	813 Lebăda Vest	952,5	Oligocen	1,27	78	422	continental	imatur	slabă	-
10	31 Sinoe	1342,5	Oligocen	1,27	85	421	continental	imatur	slabă	-
11	31 Sinoe	1202,5	Oligocen	0,61	50	420	continental	imatur	slabă	-
12	31 Sinoe	1087,5	Oligocen	0,92	75	421	continental	imatur	slabă	-
13	31 Sinoe	922,5	Oligocen	1,38	66	424	continental	imatur	slabă	-
14	31 Sinoe	812,5	Oligocen	0,62	38	411	continental	imatur	slabă	-

Figura 24. Caracterizarea materiei organice care intră în alcătuirea rocilor sursă din Depresiunea Histria. (probele 1÷14).

BCU IAȘI SERVICIUL BIBLIOTECI UNIVERSITARE LIBRARY





NR. PROBĂ	SONDA -	ADÂNCIME [m]	VÂRSTĂ -	GP [mg HC/g rocă]	HI [mg HC/g TOC]	Tmax [°C]	Tipul materiei organice	Grad de maturizare	Calitatea materiei organice	Hidrocarburi generate
15	40 Albatros	3327,5	Oligocen	0,61	60	421	continental	imatur	slabă	-
16	40 Albatros	3242,5	Oligocen	0,92	91	424	continental	imatur	slabă	-
17	40 Albatros	3157,5	Oligocen	0,67	46	419	continental	imatur	slabă	-
18	40 Albatros	3087,5	Oligocen	1,40	105	422	continental	imatur	slabă	-
19	10 Tomis	1897,5	Oligocen	0,93	72	426	continental	imatur	slabă	gaze
20	10 Tomis	1832,5	Oligocen	1,26	78	432	continental	matur	slabă	-
21	10 Tomis	1722,5	Oligocen	1,06	83	428	continental	imatur	slabă	gaze
22	10 Tomis	1487,5	Oligocen	1,30	125	435	continental	matur	slabă	

Figura 25. Caracterizarea materiei organice care intră în alcătuirea rocilor sursă din Depresiunea Histria. (probele 15÷22).

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

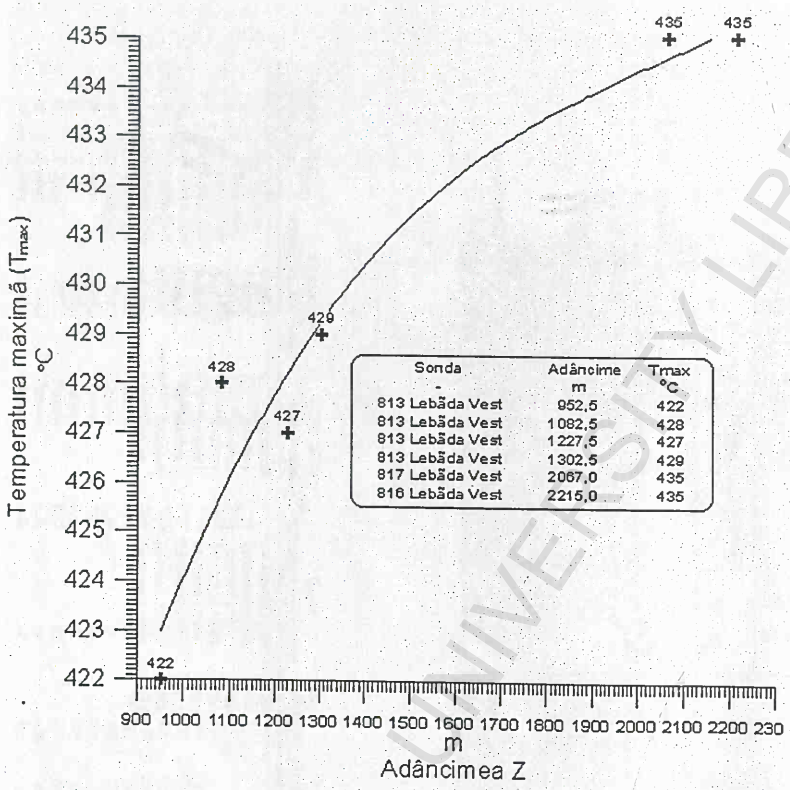


Figura 26. Variația temperaturii maxime (T_{max}), obținute în timpul analizei probelor de rocă prin piroliză, în funcție de adâncimea de recoltare (Z) din sonde a acestora.

Oil Ltd. au analizat prin combustie și piroliză probele recoltate din sondele care au deschis posibilele roci sursă oligocene din Depresiunea Histria. Cunoscând temperatura T_{max} și calculând indicii de hidrogen (HI) și potențialul genetic (GP), din reprezentările pe diagramele din figurile 24 și 25 rezultă că rocile sursă analizate geochimic au generat atât gaze (probele 1 și 2 din sonda 75 Cobălcescu, proba 4 din sonda 817 Lebăda Vest și probele 20 și 22 din sonda 10 Tomis), cât și țiței și gaze cu condensat (proba 3, sonda 816 Lebăda Vest). De reținut că proba 3 din sonda 816 Lebăda Vest este de foarte bună calitate. Jackie D. Reed (1991) analizând această probă o descrie astfel: „probă cu circa 70% material amorf neidentificabil; restul este alginit. Materialul de culoare neagră, cu reflectanța vitrinitului scăzută, ar putea fi bitumen natural". Prezența alginitului sugerează un mediu acvatic de tip anoxic.

O conturare a câmpului geotermic necesar maturizării materiei organice din posibilele roci sursă presupune o analiză a valorilor temperaturii maxime (T_{max}) înregistrate în urma analizelor prin piroliză. Din probele de rocă analizate s-au selectat valorile de temperatură (T_{max}) din zona Lebăda Vest, care au fost reprezentate în funcție de adâncime (fig. 26). După cum se poate observa înscrierea valorilor temperaturii maxime (T_{max}) în funcție de adâncimea (Z) poate fi caracterizată printr-un polinom de gradul trei, a cărui ecuație este:

$$T_{max} = 380{,}073 + 0{,}0715922 \cdot Z - 3{,}29982 \cdot 10^{-5} \cdot Z^2 + 5{,}38312 \cdot 10^{-9} \cdot Z^3, [°C] \quad (8)$$

BCU CLUJ - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Calculând, cu relația (8) valorile T_{max} corespunzătoare adâncimilor izobate ale bazei Oligocenului, în figura 27 a fost conturat arealul câmpului de temperatură care a condus la maturizarea materiei organice.

Pentru caracterizarea mediului de sedimentare al rocilor sursă oligocene s-au folosit și date obținute din analizele de gaz carotaj și spectrometrie de masă. Din cromatogramele și fragmento-

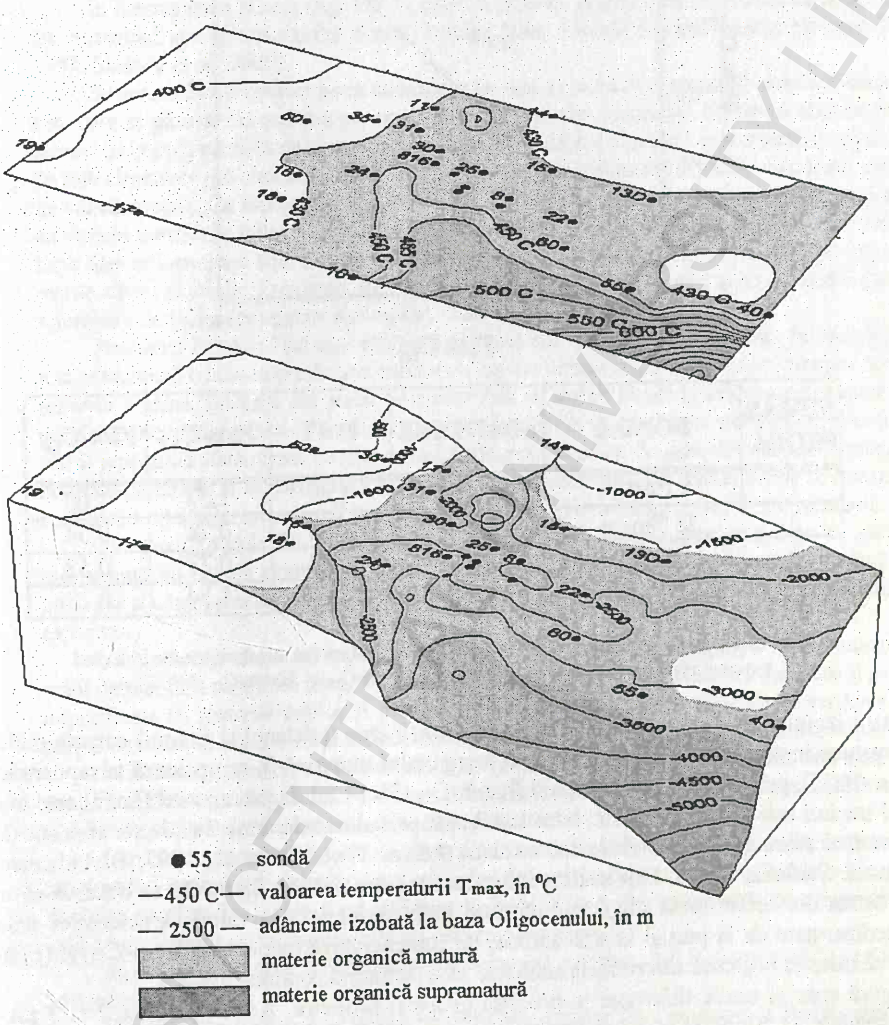
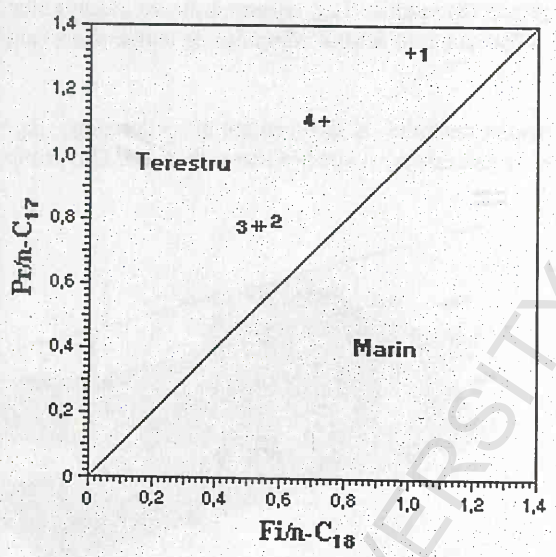


Figura 27. Harta cu izovalori de temperatură maximă (T_{max}) după care s-a conturat câmpul geotermic actual favorabil maturizării materiei organice din rocile sursă.

gramele acestor analize s-au identificat biomarkeri (fosile geochimice) cum ar fi: parafine (alcani) cu număr impar de atomi de carbon, izoparafine, izoprenoide (pristan și fitan), sterani, carotenoide și terpenoide.

BCU IAȘI CENTRUL UNIVERSITY LIBRARY



NUMĂR PROBĂ	SONDA	ADÂNCIME [m]	Pr/Fi	Pr/n-C_{17}	Fi/n-C_{18}
1	11 Portița	1381-1396	1,49	1,32	1,00
2	31 Sinoe	1589-1608	1,44	0,78	0,54
3	813 Lebăda Vest	2220-2250	1,52	0,78	0,53
4	55 Heracleea	2819-2825	1,09	1,14	0,73

Figura 28. Caracterizarea mediului de sedimentare al rocilor sursă oligocene utilizând raportul pristan/fitan (Pr/Fi), pristan/n-C_{17} (Pr/n-C_{17}) și fitan/n-C_{18} (Fi/n-C_{18}).

În cazul izoprenoidelor, în care predomină compușii izo- (pristanul și fitanul) caracte-ristici materiei organice imature (sau care se găsește la începutului maturizări), se apelează la rapoartele: pristan/fitan (Pr/Fi), pristan/n-C_{17} (Pr/n-C_{17}) și fitan/n-C_{18} (Fi/n-C_{18}). Dacă raportul (Pr/Fi) este mai mic decât 1 mediul este puternic anoxic, între 1 și 2 este parțial anoxic, între 2 și 3 este slab anoxic și, dacă este mai mare ca 3, mediul devine oxidant (Mareș Theodora *et al.*, 1997; Bărbuliceanu Nina & Arsene Ștefania, 2000). Din analiza indicatorilor prezentați în figura 28 se observă că în bitumenul extras din rocile sursă oligocene raportul Pr/Fi înregistrează valori caracteristice unui mediu de sedimentare de la parțial la slab anoxic, iar reprezentarea rapoartelor (Pr/n-C_{17}) și (Fi/n-C_{18}) relevă că materia organică din probele analizate este de natură continentală.

În figură apar și unele diferențe în privința grupării probelor. Astfel, probele 2 și 3 prelevate din sondele 31 Sinoe și 817 Lebăda Vest au o bună grupare, sugerând apartenența lor la aceiași familie de roci sursă oligocene. Extrasele de rocă din sondele 11 Portița și 55 Heracleea, care sunt dispersate în câmpul diagramei, sunt cel mai probabil biodegradate.

Coroborând datele geochimice avute la dispoziție se poate spune că rocile sursă care au alimentat cu hidrocarburi zăcămintele din Depresiunea Histria aparțin Oligocenului. Litologic, în formațiunile oligocene predomină argilele și argilitele (*shale*). După Leu *et al.*, (1998) în Oligocen marea a fost deschisă numai în estul și nord-estul Depresiunii Histria (fig. 15). În centrul său și în nord-vest condițiile de mediu au fost caracteristice unui bazin închis restrictiv, de tip

anoxic. În aceste condiții sedimentarea a favorizat acumularea materiei organice provenită din materia organică continentală adusă în mediul marin de apele curgătoare de suprafață, din algele marine situate în zona fotică și din bacterii.

2. 3. CARACTERIZAREA SUBSISTEMULUI DE MIGRAȚIE-ACUMULARE

În Depresiunea Histria (fig. 1 și 7), până în prezent, principalele acumulări de petrol cu caracter comercial aparțin structurilor Sinoe, Lebăda Vest, Lebăda Est și Pescăruș (Dunoiu Danilela, 1997; Ionescu *et al.*, 2002).

Structura Sinoe conține patru colectoare de țiței cu valoare comercială redusă. Colectorul eocen, care se găsește cel mai sus pe structură și este cel mai productiv, conține o acumulare de țiței saturat cu cupolă primară de gaze, delimitată de un acvifer. Colectorul este definit de gresii cuarțitice slab cimentate (cu ciment calcitic) și etanșarea lui este asigurată de rocile calcaroase compactate de vârstă eocenă. Ca aspect structural capcana, care include colectorul, este un anticlinal asimetric cu flancul nord-estic faliat. Celelalte trei colectoare albiene, mai puțin productive, nu prezintă contacte țiței-apă sau gaze-țiței și sunt alcătuite din gresii cărbunoase bine cimentate interstratificate cu marne siltice și argile. Capcanele închise structural, sunt faliate la nord și se efilează către est prin schimbare de facies (delimitare litologică).

Structura Lebăda Vest este alcătuită din sectorul vestic și sectorul estic. În sectorul vestic a fost evidențiată o acumulare de țiței saturat cu cupolă primară de gaze, ce este înmagazinată în roca rezervor eocenă, alcătuită din gresii cuarțoase fine cu treceri locale la microconglomerate. Stratele etanșe din acoperiș constau în argile șistoase oligocene. În sectorul estic principalul obiectiv comercial îl reprezintă zăcământul de țiței saturat cu cupolă primară de gaze din Albian, cantonat în roci detritice (grezoase și impurificate cu material argilos) care prezintă treceri locale la calcare grezoase. Colectorul albian este etanșat în acoperiș de gresii calcaroase interstratificate cu marne.

Structura Lebăda Est. În formațiunile sedimentare albiene a fost evidențiat un zăcământ de țiței saturat cu cupolă primară de gaze, care se găsește într-un rezervor natural alcătuit din roci grezoase și conglomerate. Depozitele marnoase cenomaniene din acoperiș reprezintă stratul etanș al capcanei.

La nivelul Cretacicului superior (Santonian, Coniacian și Turonian) a fost conturat un zăcământ de țiței fără cupolă de gaze, în cadrul unui rezervor alcătuit din calcare micritice și pelitomorfe impurificate cu material argilos și din calcare grezoase ce prezintă microfisuri verticale, umplute parțial cu material argilos. Stratul etanș din acoperiș constă în calcare campaniene compactate.

În Eocenul superior, rocile carbonatice (calcare microgranulare argiloase sau slab grezoase) conțin un zăcământ de gaze cu condensat. Deși mai coborâtă structural, capcana este controlată de o reducere treptată (laterală și verticală) de porozitate.

Capcanele structurilor Lebăda Vest și Est sunt rezultatul acțiunii unor factori structurali și stratigrafici (trunchierea și eroziunea complexelor productive ce au determinat existența discordanțelor stratigrafice), care s-au conjugat cu factorii litologici (alternanțe pe orizontală și verticală a intervalelor poros-permeabile cu cele impermeabile).

Structura Pescăruș, evidențiată relativ recent, conține țiței în formațiunile cretacice ca și structura Lebăda Est.

Din cele prezentate se poate spune că rocile rezervor din Depresiunea Histria aparțin Albianului, Cretacicului superior și Eocenului. Rocile rezervor albiene sunt în general depozite detritice și turbiditice sedimentate în evantai, cu capcane stratigrafice și structural-stratigrafice. Rocile rezervor din Cretacicul superior sunt în principal carbonați depuși într-un mediu de șelf extern și mecanismul de capcană a fost controlat de dezvoltarea locală a zonelor fracturate. Rocile rezervor eocene sunt roci carbonatice și clastice cu capcane stratigrafice și structural-stratigrafice.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

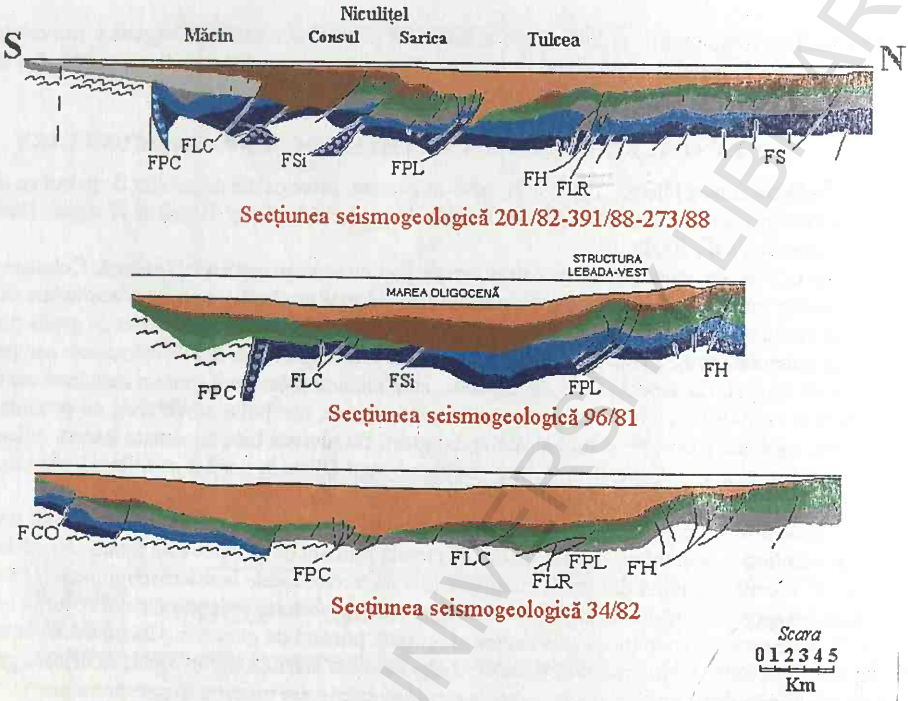


Figura 29. Reconstituirea arhitecturii subsistemului de migrație-acumulare la sfârșitul Oligocenului.

Este de menționat că rocile rezervor au fost în contact cu depozitele pelitice oligocene care au avut un rol dublu: pe de o parte, formațiunile intrate în fereastra de generare și expulzare a hidrocarburilor, au evoluat în roci sursă de petrol, iar pe de altă parte, formațiunile argiloase dezvoltate la scara întregii depresiuni, au constituit cuvertura ecran (de etanșare) pentru rezervoarele naturale eocene și cretacice de la Sinoe, Lebăda Vest, Lebăda Est și Pescăruș. Din figura 29 (unde a fost reconstituită arhitectura subsistemului de migrație-acumulare la sfârșitul Oligocenului) și figura 28 se poate deduce că drenarea preferențială a hidrocarburilor a fost transversală, ea realizându-se pe falii care în timp geologic (post-Oligocen) au fost reactivate. Totodată, definind prin impedanță capacitatea capcanelor de a reține și conserva hidrocarburile, se poate spune că impedanța subsistemului a fost înaltă, deoarece cuvertura oligocenă de etanșare a rezervoarelor naturale (care se găsesc mai jos pe structură) are continuitate la nivelul întregii depresiuni (fig. 9).

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. POTENȚIALUL GENETIC AL SISTEMULUI PETROLIFER HISTRIA

În cadrul unui sistem petrolifer odată ce rocile sursă au fost identificate și caracterizate se poate trece la estimarea potențialului său genetic.

3. 1. GENERAREA ȘI EXPULZAREA HIDROCARBURILOR

Fie o rocă sursă care s-a analizat prin combustie (Șaramet, 2001). În urma acestei analize, conținutul în carbon organic total măsurat (TOC) va fi dat de raportul dintre masa (C) de carbon organic obținută în timpul arderii și masa (m_{rs}) rocii sursă

$$TOC = C / m_{rs}, [\%] \text{ sau } [g\ OC/100\ g\ rocă]. \quad (9)$$

Din relația (9) cantitatea (C) de carbon organic din roca sursă analizată va fi:

$$C = 10 \cdot TOC \cdot m_{rs}. [mg\ OC]. \quad (10)$$

Să ne imaginăm acum evoluția rocii sursă analizate. Odată cu formarea ei, în condiții de suprafață, roca a înmagazinat o anumită cantitate de materie organică. Dacă presupunem că în momentul inițial am fi analizat roca prin combustie, atunci am fi determinat un conținut inițial în carbon organic total (TOC^o) și cantitatea inițială corespunzătoare de carbon organic ar fi fost

$$C^o = 10 \cdot TOC^o \cdot m_{rs}, [mg\ OC]. \quad (11)$$

Pe parcursul formării bazinului sedimentar, roca sursă a fost îngropată treptat și odată cu creșterea adâncimii de îngropare, ea a traversat un câmp geotermic adecvat, care a condus la maturizarea materiei organice și la generarea și expulzarea hidrocarburilor. Să considerăm că în momentul recoltării rocii din sondă, în vederea analizării ei, o anumită cantitate de hidrocarburi a fost deja expulzată în cadrul bazinului sedimentar. Cantitatea de carbon organic corespunzătoare hidrocarburilor expulzate (ΔOC) va fi dată de diferența dintre cantitatea inițială de carbon organic (C^o) și cantitatea actuală de carbon organic (C) determinată prin combustie pe roca sursă analizată, conform relației:

$$\Delta OC = (C^o - C), [g\ OC] \quad (12)$$

Înlocuind relațiile (10) și (11) în relația (12) se obține,

$$\Delta OC = 10 \cdot (TOC^o - TOC) \cdot m_{rs}, [mg\ OC] \quad (13)$$

din care:

$$\Delta OC = 10 \cdot TOC^o \cdot (1 - TOC / TOC^o) \cdot m_{rs}, [mg\ OC]. \quad (14)$$

Definind ca factor de expulzare al hidrocarburilor expresia

$$f_{ex} = 1 - TOC / TOC^o \quad (15)$$

și înlocuind-o în relația (14) se poate scrie

$$\Delta OC = 10 \cdot f_{ex} \cdot TOC^o \cdot m_{rs}, [mg\ OC], \quad (16)$$

care, aranjată sub forma

$$\Delta OC/m_{rs} = 10 \cdot f_{ex} \cdot TOC^o, [mg\ OC/\ g\ rocă], \quad (17)$$

permite calcularea cantității unitare de hidrocarburi expulzată de roca sursă.

Transformarea cantității unitare de carbon organic ($\Delta OC/m_{rs}$) în masă de hidrocarburi expulzate ($\Delta HC/m_{rs}$) se poate face apelând la un factor „w" care, după Pepper & Corvit (1995), variază în funcție de numărul atomilor de carbon din moleculă între 0,75 și 0,87 mg OC/mg HC (0,75 pentru metan și 0,87 pentru n-alcani cu lungime infinită). S-a admis astfel o valoare globală de calcul w = 0,85 mg OC/mg HC (Cooles *et al.*, 1986; Lewan *et al.*, 1995) și cantitatea unitară de hidrocarburi expulzată de roca sursă este:

$$\Delta HC/m_{rs} = 10 \cdot f_{ex} \cdot TOC^o / 0,85\ [mg\ HC/\ g\ rocă]. \quad (18)$$

Pentru a estima cu relația (18) cantitatea unitară de hidrocarburi expulzată de o rocă sursă este necesar să se cunoască conținutul inițial în carbon organic total (TOC^o) al acesteia. Cu alte

cuvinte va trebui să se dea un răspuns la următoarea întrebare: pentru o rocă sursă, care a fost analizată prin combustie şi căreia i s-a determinat TOC-ul, care este conţinutul iniţial (original) al acesteia în carbon organic total (TOC^o) ?

Pentru a răspunde la această întrebare vom recurge la următorul raţionament. Fie o rocă analizată prin combustie şi piroliză (Şaramet, 2001). Analiza prin combustie a permis măsurarea conţinutului în carbon organic total (TOC-ul), iar în urma pirolizei s-au determinat vârfurile S_1, S_2 şi S_3, a căror semnificaţie este următoarea:

- vârful S_1 reprezintă hidrocarburile libere generate de kerogenul reactiv;
- vârful S_2 reprezintă hidrocarburile fixe, rezultate în urma pirolizei kerogenului reactiv;
- vârful S_3 este dat de arderea kerogenului inert, care nu a participat la generarea hidrocarburilor.

Între aceşti parametrii, conform principiului conservării masei, există relaţia de legătură:

$$TOC = S_1 + S_2 + S_3. \quad (19)$$

Deoarece TOC-ul este exprimat în % (g OC/100 g rocă), vârfurile S_1, S_2 în mg HC/g rocă şi S_3 în mg CO_2/g rocă, pentru a omogeniza relaţia (19), este necesar să introducem factorul de transformare (w = 0,85 mg OC/mg HC):

$$10 \cdot TOC = 0{,}85 \cdot (S_1 + S_2) + S_3, \text{ [mg OC/g rocă]}. \quad (20)$$

Notând cu (f_{ci}) fracţiunea de carbon organic inert din conţinutul în carbon organic total, se poate scrie

$$f_{ci} \cdot TOC = 0{,}1 \cdot S_3, \text{ [mg OC/g rocă]} \quad (21)$$

sau, ţinând seama de relaţia (20)

$$f_{ci} \cdot TOC = TOC - 0{,}085 \cdot (S_1 + S_2), \quad (22)$$

din care:

$$f_{ci} = 1 - 0{,}085 \cdot (S_1 + S_2) / TOC. \quad (23)$$

Să presupunem că am fi avut la dispoziţie aceeaşi rocă în condiţiile iniţiale de formare şi că în urma aceloraşi analize prin combustie şi piroliză s-a măsurat conţinutul iniţial în carbon organic total TOC^o şi vârfurile S_1^o, S_2^o şi S_3^o. Relaţia (23) scrisă pentru condiţiile iniţiale

$$f_{ci}^o = 1 - 0{,}085 \cdot (S_1^o + S_2^o) / TOC^o \quad (24)$$

va reprezenta fracţiunea de carbon organic inert din conţinutul iniţial în carbon organic total.

Între raportul conţinuturilor în carbon organic total şi raportul fracţiunilor corespunzătoare de carbon organic inert există următoarea proporţionalitate

$$TOC^o / TOC = f_{ci}^o / f_{ci}, \quad (25)$$

din care:

$$TOC^o = f_{ci}^o / f_{ci} \cdot TOC, \text{ [\%]}. \quad (26)$$

Determinarea conţinutului iniţial în carbon organic total (TOC^o) al unei roci sursă se face parcurgând următoarele etape:

1) pe rocile din cadrul bazinului sedimentar, care se aseamănă petrografic cu roca sursă studiată şi care conţin materie organică imatură, se execută analize prin combustie şi piroliză determinându-se TOC^o şi vârfurile S_1^o şi S_2^o. Cu aceste valori, utilizând relaţia (24), pentru fiecare rocă imatură, se determină fracţiunea (f_{ci}^o) de carbon organic inert din conţinutul iniţial în carbon organic total, după care se calculează media acestora

$$f_{ci}^{med} = 1/n \cdot \Sigma f_{ci}^o \quad (27)$$

în care (n) este numărul probelor analizate;

2) pe roca sursă supusă studiului, cunoscându-se din analize TOC-ul şi vârfurile S_1 şi S_2, se calculează cu relaţia (23) fracţiunea de carbon organic inert (f_{ci}) din conţinutul în carbon organic total;

3) cu relaţia (26) scrisă sub forma

$$TOC^o = f_{ci}^{med} / f_{ci} \cdot TOC, \text{ [\%]} \quad (28)$$

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

se determină conţinutul iniţial în carbon organic total al rocii sursă analizate.

În cadrul Depresiunii Histria, formaţiunile sedimentare oligocene sunt alcătuite în general din argile compacte (uneori siltice), fin stratificate cu intercalaţii de gresii şi nisipuri.

Tabelul 3. **Calcularea fracţiei iniţiale de carbon organic inert.**

SONDA	ADÂNCIME	TOC^o	S_1^o	S_2^o	$f_{ci}^o = 1 - 0{,}085 \cdot (S_1^o + S_2^o) / TOC^o$
-	m	%	mgHC/g rocă		-
31 Sinoe	812,5	1,16	0,18	0,44	0,955
	922,5	1,85	0,15	1,23	0,937
813 Lebăda V.	952,5	1,38	0,20	1,07	0,922
	1082,5	1,60	0,18	1,80	0,890
31 Sinoe	1087,5	1,03	0,15	0,77	0,924
	1202,5	1,07	0,08	0,53	0,951
media	-	-	-	-	0,929

Din posibilele roci sursă, date în anexa 1 şi în figurile 24 şi 25, s-a selecţionat numai probele care conţin materie organică imatură şi care sunt mai apropiate de condiţiile iniţiale de formare a rocilor sursă. În tabelul 3, corespunzător fiecărei probe, s-a trecut conţinutul iniţial în carbon organic total (TOC^o) şi valorile vârfurilor S_1^o şi S_2^o, după care, cu relaţia (24) s-a calculat fracţiunile (f_{ci}^o) de carbon organic inert din conţinuturile iniţiale în carbon organic total. Efectuând media valorilor fracţiunilor (f_{ci}^o) a rezultat $f_{ci}^{med} = 0{,}929$.

Tabelul 4. **Conţinutul iniţial în carbon organic total şi factorii de expulzare.**

SONDA	ADÂNCIME	TOC	S_1	S_2	f_{ci}	TOC^o	f_{ex}	f_{ex}^{ph}	$\frac{1}{2} \cdot f_{ex}^{ph}$
-	m	%	mg HC / g rocă		-	%	-	-	-
10 Tomis	1487,5	0,95	0,11	1,19	0,884	1,00	0,0500	0,0111	0,0055
	1832,5	1,49	0,09	1,17	0,928	1,49	0	0	0
817 Lebăda V.	2067,5	1,31	0,09	1,31	0,909	1,34	0,0224	0,0050	0,0025
816 Lebăda V.	2215,0	3,93	0,71	22,12	0,506	7,21	0,4549	0,1871	0,0936
75 Cobălcescu	3497,0	2,27	0,50	3,93	0,834	2,53	0,1028	0,0228	0,0114
	3995,5	1,87	0,27	4,29	0,793	2,19	0,1461	0,0341	0,0170

În tabelul 4, probele care conţin materie organică matură şi care sunt susceptibile de a fi expulzat hidrocarburi, au fost ordonate în funcţie de adâncime, după care s-au trecut valorile corespunzătoare ale TOC-ului şi vârfurilor (S_1) şi (S_2). Utilizând relaţiile (23), (28) şi (15) s-a calculat fracţiunea de carbon organic inert din conţinutul în carbon organic total (f_{ci}), conţinutul iniţial în carbon organic total (TOC^o) şi factorul de expulzare (f_{ex}).

Lewan *et al.*, (1995), estimând cantităţile de hidrocarburi expulzate de argila (*shale*) New Albany din Bazinul Illinois, au remarcat că factorul de expulzare a hidrocarburilor determinat în urma pirolizei Rock-Eval este supraestimat. S-a propus astfel ca factorul de expulzare să fie determinat prin piroliză hidrică.

În cadrul pirolizei hidrice, o cantitate de 300÷500 g rocă (cu dimensiuni de 0,5÷2 cm) este introdusă într-un reactor, ce conţine apă la o temperatură constantă de 250÷365 °C. Încălzirea apei se face într-o instalaţie cu circuit închis şi analiza durează 3÷6 zile. Presiunile interne din reactor pot varia între 10 şi 20 MPa în funcţie de temperatura experimentului, conţinutul în materie organică al rocii sursă şi durata încălzirii. Aceste presiuni sunt datorate vaporilor de apă şi prezenţei gazelor generate la partea superioară a reactorului. Dacă eşantionul de rocă este o rocă sursă potenţială, iar durata experimentului şi condiţiile de temperatură sunt adecvate, roca eliberează o cantitate de ţiţei care se acumulează la suprafaţa apei din reactor. Ţiţeiul expulzat are o compoziţie brută (moleculară şi izotopică) asemănătoare cu cea a petrolului natural, ceea ce

sugerează că analiza prin combustie hidrică simulează procesul de expulzare a hidrocarburilor din rocile sursă. Din analiza argilelor de New Albany s-a constatat că factorul de expulzare prin piroliză hidrică este mai mic decât cel rezultat în urma pirolizei Rock-Eval (fig. 30).

În urma acestei constatări au fost corelați factorii de expulzare ai argilei de New Albany, obținuți prin cele două metode de analiză, în vederea extinderii rezultatelor și asupra argilelor oligocene din Depresiunea Histria (fig. 31). Introducând în abscisă factorul de expulzare deter-

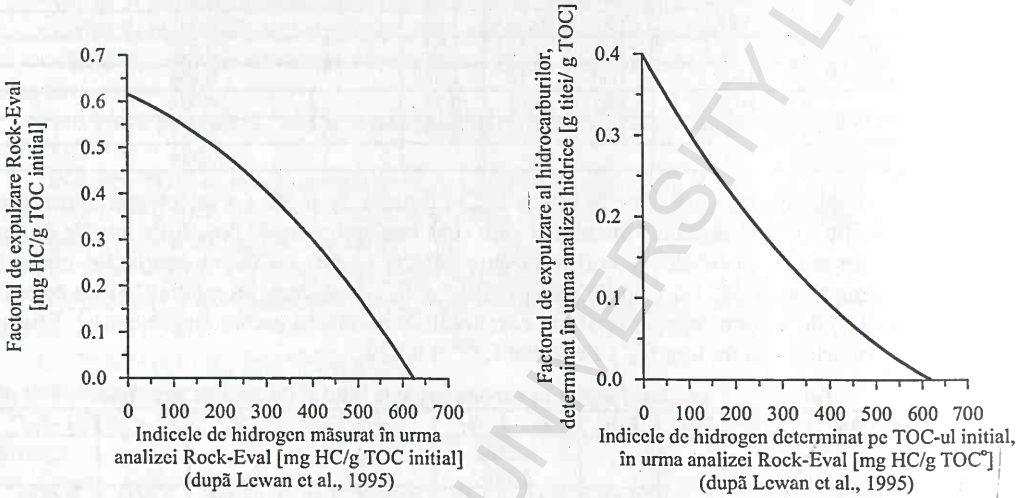


Figura 30. Variația factorilor de expulzare obținuți prin piroliză uscată (Rock-Eval) și piroliză hidrică.

minat prin piroliza Rock-Eval, se citește în ordonată valoarea factorului de expulzare măsurat prin piroliză hidrică. O relație de calcul care redă analitic această corelație este de forma:

$$f_{ex}^{ph} = -304,802 \cdot 10^{-6} + 0,252828 \cdot f_{ex} - 0,781901 \cdot f_{ex}^{2} + 6,27273 \cdot f_{ex}^{3} - 13,65 \cdot f_{ex}^{4} + 11,7165 \cdot f_{ex}^{5}.$$

Tabelul 5. **Cantitățile unitare de hidrocarburi expulzate de rocile sursă oligocene.**

SONDA	ADÂNCIME	TOC°	$\frac{1}{2} \cdot f_{ex}^{ph}$	$\Delta HC/m_{rs}$	TIPUL MATERIEI ORGANICE
-	m	%	-	mg HC/g rocă	-
10 Tomis	1487,5	1,00	0,0055	0,065	Continentală, producătoare de gaze
817 Lebăda V	2067,5	1,34	0,0025	0,039	
816 Lebăda V	2215,0	7,21	0,0936	7,939	Marină, producătoare de țiței parafinic și condensat
75 Cobălcescu	3497,0	2,53	0,0114	0,339	Continentală, producătoare de gaze
	3995,5	2,19	0,0170	0,438	

În tabelul 4 sunt centralizate valorile factorilor de expulzare (f_{ex}^{ph}) ținând seama de piroliza hidrică. Deși piroliza hidrică simulează expulzarea naturală a hidrocarburilor din rocile sursă, totuși factorii de expulzare obținuți în urma acesteia par a fi exagerați comparativ cu cei naturali. Luând în considerare influențele factorilor care supraestimează factorii de expulzare determinați prin piroliză hidrică (solubilitatea sporită a apei în rețeaua de bitumen natural, presiunea scăzută pe parcursul experimentului și expansiunea termică a hidrocarburilor), s-a apreciat că factorul de expulzare în condiții naturale este jumătate din factorul de expulzare măsurat în urma hidropirolizei (Lewan *et al.*, 1995). Ținându-se seama și de această ultimă constatare și utilizând relația (18), în tabelul 5 s-a calculat cantitățile unitare de hidrocarburi expulzate. Din tabel

BCU "CAROL I" - UNIVERSITY LIBRARY

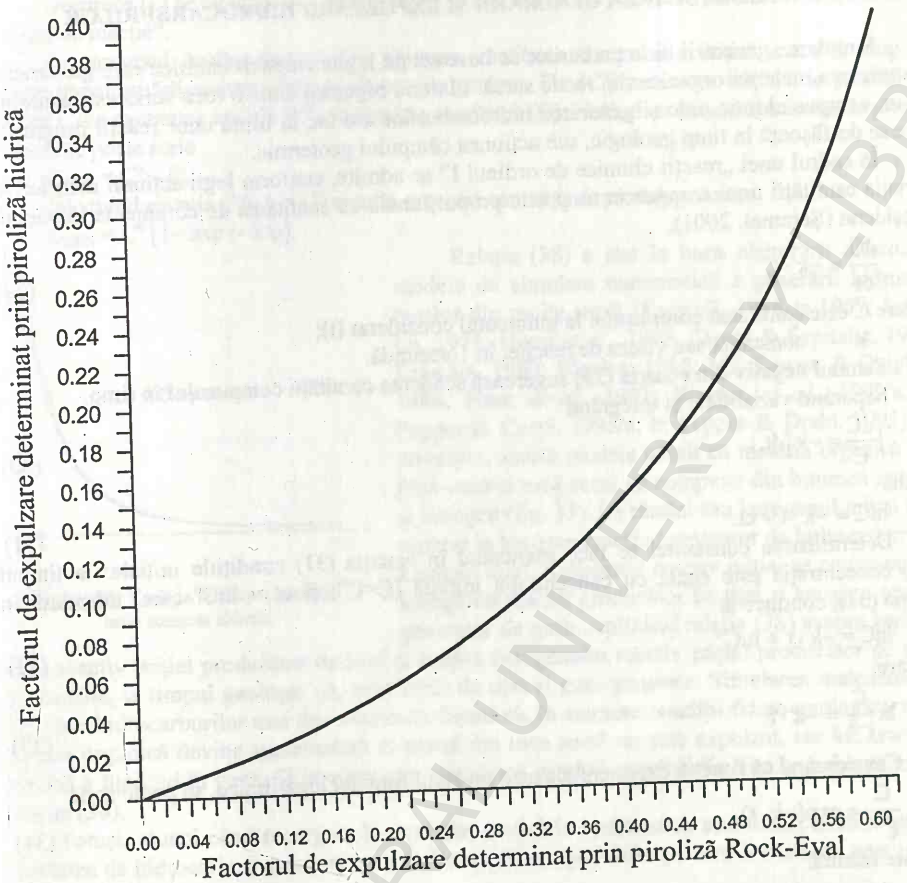


Figura 31. Exprimarea factorului de expulzare al hidrocarburilor corespunzător pirolizei hidrice, în funcţie de factorul de expulzare măsurat prin piroliză Rock-Eval.

se observă că rocile sursă din sondele 10 Tomis, 817 Lebăda Vest şi 75 Cobălcescu au expulzat cantităţi unitare de gaze mici, în timp ce proba din sonda 816 Lebăda Vest a expulzat o cantitate remarcabilă de ţiţei şi gaze. În acest context, estimarea întregii cantităţi de hidrocarburi generate şi expulzate de rocile sursă oligocene în cadrul perimetrului de interes al Depresiunii Histria devine dificilă, deoarece din acest perimetru fac parte numai trei probe (din sondele 10 Tomis, 816 şi 817 Lebăda Vest) din care numai proba din sonda 816 Lebăda Vest este de foarte bună calitate. Totodată, în urma calculelor efectuate, deşi s-a estimat cantitatea unitară de hidrocarburi expulzată de această probă (7,939 Kg hidrocarburi/t rocă) totuşi din cantitatea rezultată nu s-a precizat cât reprezintă ţiţei şi cât reprezintă gaze. Pentru a ieşi din acest impas este necesar să se apeleze în continuare la un model matematic de simulare al generării şi expulzării hidrocarburilor din rocile sursă.

BCU "CAROL I" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. 2. SIMULAREA GENERĂRII ŞI EXPULZĂRII HIDROCARBURILOR

Simularea generării hidrocarburilor se bazează pe legile cineticii chimice care guvernează maturizarea materiei organice din rocile sursă. Materia organică dintr-o rocă sursă este asimilată cu un compus chimic unic şi generarea hidrocarburilor are loc în urma unor reacţii progresive care se desfăşoară în timp geologic, sub acţiunea câmpului geotermic.

În cadrul unei „reacţii chimice de ordinul I" se admite, conform legii acţiunii maselor, că variaţia cantităţii unui compus în timp este proporţională cu cantitatea de compus la momentul considerat (Şaramet, 2001),

$$\frac{dC}{dt} = -k \cdot C \qquad (29)$$

în care C este cantitatea compusului la momentul considerat (t);

k - constanta sau viteza de reacţie, în 1/secundă.

Semnul negativ din ecuaţia (29) sugerează scăderea cantităţii compusului în timp.

Separând variabilele şi integrând

$$\int \frac{dC}{C} = -k \int dt, \qquad (30)$$

rezultă

$$\ln C = -k \cdot t + ct. \qquad (31)$$

Determinarea constantei se face impunând în ecuaţia (31) condiţiile iniţiale: la timpul (t=0) concentraţia este egală cu concentraţia iniţială ($C=C^o$) şi ct = $\ln C^o$ care, introdusă în ecuaţia (31), conduce la

$$\ln C = -k \cdot t + \ln C^o, \qquad (32)$$

din care:

$$\ln \frac{C}{C^o} = -k \cdot t. \qquad (33)$$

Considerând că funcţia exponenţială este inversul funcţiei logaritmice, se poate scrie

$$\frac{C}{C^o} = \exp(-k \cdot t), \qquad (34)$$

din care rezultă:

$$C = C^o \cdot \exp(-k \cdot t) \qquad (35)$$

După cum se poate observa din această ecuaţie, variaţia cantităţii compusului este dată de o funcţie exponenţială descrescătoare, materializată grafic de curba din figura 32. Ordonata în origine (C^o) precizează cantitatea iniţială de compus chimic, iar creşterea timpului de reacţie (t) conduce la o scădere a cantităţii compusului, până la epuizarea sa. Totodată, reacţia este endotermă şi se supune legii lui Arrhénius

$$k = A \cdot \exp(-\frac{E}{RT}) \qquad (36)$$

în care:

A este factorul de frecvenţă, în 1/s sau 1/mil. ani şi corespunde valorii maxime pe care o poate atinge constanta de reacţie (k);

E - energia de activare, în J/mol, care reprezintă un prag energetic ce trebuie depăşit pentru ca reacţia să se realizeze;

R = 8,31441 J/mol·K este constanta universală a gazelor;

T – temperatura în grade Kelvin (K).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deoarece (k) se exprimă în 1/secundă sau 1/ mil. ani ea are semnificaţia unei viteze, denumită „viteză de reacţie".

Pe parcursul desfăşurării reacţiei chimice, cantitatea compusului iniţial scade în timp pe seama transformării acestuia într-un alt produs generat. Fie (C^o) cantitatea iniţială de produs. La timpul t, din cantitatea iniţială (C^o) va rămâne cantitatea (C). Notând cu (C_{GEN}) cantitatea de produs generat se poate scrie

$$C_{GEN} = C^o - C. \quad (37)$$

Înlocuind ecuaţia (35) în (37) rezultă expresia cantităţii de produs generat

$$C_{GEN} = C^o [1 - \exp(-k \cdot t)]. \quad (38)$$

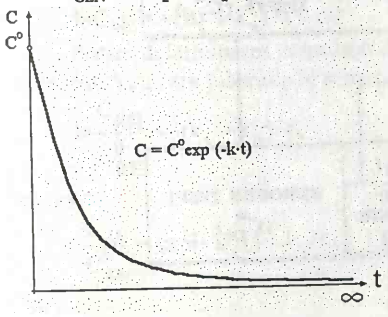


Figura 32. Variaţia în timp a cantităţii unui compus chimic.

Relaţia (38) a stat la baza elaborării diferitelor modele de simulare matematică a generării hidrocarburilor din rocile sursă (Karweil, 1956 şi 1957; Lopatin, 1971; Hood *et al.*, 1975; Tissot & Espitalie, 1975; Rouchet, 1980; Waples, 1980; MacKenzie & Quigley, 1988; Hunt *et al.*, 1991; Waples *et al.*, 1992/a, b; Pepper & Corvi, 1995/a, b; Pepper & Dodd, 1995). În principiu, aceste modele admit că materia organică iniţială dintr-o rocă sursă se compune din bitumen natural şi kerogen (fig. 33). La rândul său kerogenul iniţial este separat în kerogen reactiv (generator de hidrocarburi) şi kerogen inert. Kerogenul reactiv iniţial se compune din kerogenul reactiv producător de ţiţei şi kerogen reactiv generator de gaze. Aplicând relaţia (38) asupra kerogenului reactiv iniţial producător de ţiţei şi asupra kerogenului reactiv iniţial producător de gaze vor rezulta, la timpul geologic (t), cantităţile de ţiţei şi gaze generate. Simularea matematică a generării hidrocarburilor mai ţine seama de faptul că, în anumite condiţii fizico-geologice, când materia organică devine supramatură şi ţiţeiul din roca sursă nu este expulzat, are loc cracarea termică a ţiţeiului în gaze. Şi în acest caz, simularea cracării gazelor din ţiţei se bazează tot pe ecuaţia (38).

Totuşi, atunci când recurgem la unul din modelele matematice amintite, pentru a estima cantitatea de hidrocarburi generate în cadrul unui sistem petrolifer pe care îl studiem, apar unele incertitudini legate de:

- cunoaşterea cantităţilor iniţiale reactive de materie organică producătoare de ţiţei şi producătoare de gaze;
- cunoaşterea valorilor constantelor „A" şi „E", care să permită calcularea vitezei de reacţie (k) şi respectiv a cantităţilor de ţiţei şi gaze generate (vezi relaţiile 36 şi 38);
- admiterea ipotezei conform căreia reacţiile de generare şi cracare a hidrocarburilor se desfăşoară independent. În fapt, după cum se va vedea în continuare, pe parcursul generării hidrocarburilor au loc atât reacţii simultane (când se generează ţiţeiul şi gazele din materia organică iniţială), cât şi reacţii succesive (când are loc cracarea ţiţeiului generat în gaze).

În acest sens în continuare se prezintă un nou model matematic, care simulează generarea hidrocarburilor. Pentru o mai bună înţelegere a aplicării modelului exemplificările se vor face pe proba de interes din sonda 816 Lebăda Vest.

Fie o rocă sedimentară care conţine iniţial o cantitate de materie organică imatură. Pe parcursul îngropării rocii, datorită creşterii temperaturii, fracţiunea reactivă din această cantitate va genera hidrocarburi, iar fracţiunea inertă nu va participa la generarea acestora.

Pentru a estima cantitatea iniţială de materie organică reactivă se apelează la relaţia (24), scrisă sub forma:

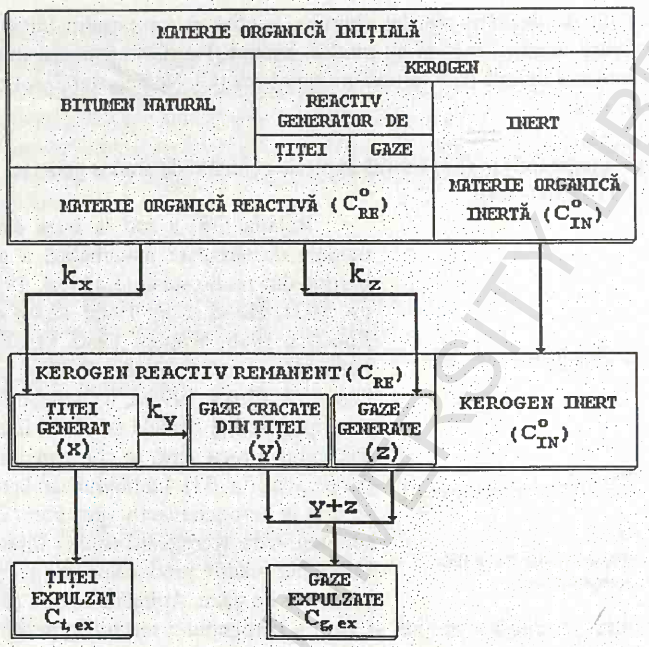


Figura 33. Generarea şi expulzarea hidrocarburilor din rocile sursă.

$$S^o_1 + S^o_2 = \frac{1 - f_{ci}^{med}}{0{,}085} \cdot TOC^o, \ [mg\,HC/g\,roca] \qquad (39)$$

Notând cantitatea inițială de materie organică reactivă cu $C^o_{RE}=S^o_1+S^o_2$ şi, ținând seama de unitățile de măsură în care se exprimă termenii ecuației de mai sus, se poate scrie:

$$C^o_{RE} = 100 \cdot (1 - f_{ci}^{med}) \cdot TOC^o, \ [mg\ OC/g\ rocă] \qquad (40)$$

Generarea hidrocarburilor.

Fie o cantitate inițială de materie organică reactivă, notată C^o_{RE} (Şaramet, 2001). Ca urmare a generării hidrocarburilor, cantitatea de materie organică reactivă se consumă în timp geologic şi astfel, la timpul (t) din (C^o_{RE}) va rămâne o cantitate (C_{RE}). Să notăm cu (x) cantitatea de țiței generată la timpul (t) şi cu (z) cantitatea de gaze generată în acelaşi interval de timp, ca în figura 33. Totodată, dacă pe parcursul supramaturării materiei organice țițeiul generat nu a fost expulzat din roca sursă, atunci are loc cracarea țițeiului în gaze. Să notăm cu (y) cantitatea de gaze cracate din țiței. Vitezele cu care se desfăşoară reacțiile de generare şi cracare ale hidrocarburilor au fost notate cu k_x, k_y şi k_z.

După cum s-a menționat, pe parcursul îngropării rocii şi maturizării materiei organice, sub acțiunea unui câmp geotermic adecvat, au loc reacții termochimice complexe care pot fi descompuse în: reacții simultane (de tip paralel), când are loc generarea țițeiului şi gazelor din materia organică reactivă şi reacții succesive (de tip consecutiv), când se produce cracarea țițeiului deja generat, în gaze.

Reacţiile simultane de generare

S-a menţionat că generarea ţiţeiului şi gazelor are loc pe seama consumului de materie organică reactivă. Variaţia cantităţii de materie organică reactivă (C_{RE}) în timp geologic poate fi exprimată prin următoarea relaţie:

$$\frac{dC_{RE}}{dt} = -(k_x + k_z) \cdot C_{RE}. \quad (41)$$

Separând variabilele şi integrând se obţine:

$$\ln C_{RE} = -(k_x + k_z) \cdot t + ct. \quad (42)$$

Pentru determinarea constantei de integrare recurgem la condiţia iniţială (la t=0, $C_{RE}=C^0_{RE}$ şi ct.=$\ln C^0_{RE}$), care înlocuite în relaţia (42), conduce la

$$\ln \frac{C_{RE}}{C^0_{RE}} = -(k_x + k_z) \cdot t, \quad (43)$$

din care

$$\frac{C_{RE}}{C^0_{RE}} = \exp[-k_x (1 + k_z/k_x) \cdot t] \quad (44)$$

sau

$$C_{RE} = C^0_{RE} \cdot \exp[-k_x (1 + k_z/k_x) \cdot t] \quad (45)$$

Relaţia (45) sugerează reducerea cantităţii de materie organică reactivă, ca urmare a generării hidrocarburilor. După cum se poate observa din această relaţie, cantitatea de materie organică reactivă scade în timp geologic după o lege exponenţială.

La timpul (t) ecuaţia bilanţului de masă va fi

$$x + z + C_{RE} = C^0_{RE} \quad (46)$$

din care rezultă:

$$x + z = C^0_{RE} \cdot (1 - \frac{C_{RE}}{C^0_{RE}}). \quad (47)$$

Înlocuind relaţia (44) în (47) se poate estima cantitatea de ţiţei şi gaze generată

$$x + z = C^0_{RE} \cdot \{1 - \exp[-k_x \cdot (1 + k_z/k_x) \cdot t]\} \quad (48)$$

Totodată ecuaţiile diferenţiale ale generării ţiţeiului şi gazelor din materia organică reactivă sunt:

$$\frac{dx}{dt} = -k_x \cdot C_{RE} \quad (49)$$

$$\frac{dz}{dt} = -k_z \cdot C_{RE} \quad (50)$$

Prin împărţirea relaţiei (50) la (49)

$$dz / dx = k_z / k_x \quad (51)$$

şi integrare, se obţine:

$$z = \frac{k_z}{k_x} \cdot x + ct. \quad (52)$$

La timpul iniţial (t=0), când nu a început generarea hidrocarburilor (x=0 şi z=0), constanta de integrare este nulă (ct.=0) şi se poate scrie

$$z = \frac{k_z}{k_x} \cdot x \quad (53)$$

BCU "Ion Creangă" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

din care:

$$\frac{z}{x}=\frac{k_z}{k_x} \tag{54}$$

adică, în cadrul unei reacții simultane raportul cantităților de gaze și țiței generate rămâne constant și egal cu raportul vitezelor de reacție ale proceselor elementare.

Înlocuind relația (53) în (48) se obține cantitatea de țiței generat la timpul (t), în miligrame carbon organic pe grame rocă sursă:

$$x=C^0_{RE}\cdot\frac{1-\exp[-k_x(1+k_z/k_x)\cdot t]}{1+k_z/k_x}\ \text{[mg OC țiței/grocă]}. \tag{55}$$

Cantitatea de gaze (z) generată din materia organică reactivă rezultă din relația (53) sau din relația:

$$z=C^0_{RE}\cdot\frac{k_z}{k_x}\cdot\frac{1-\exp[-k_x(1+k_z/k_x)\cdot t]}{1+k_z/k_x}\ \text{[mg OC gaze/grocă]} \tag{56}$$

Reacțiile consecutive de generare

O reacție consecutivă reprezintă rezultatul unor reacții individuale care se succed între ele.

Să considerăm din nou cantitatea (C^o_{RE}) inițială de materie organică reactivă, care generează în timp geologic, țiței și gaze. Dacă țițeiul generat nu este expulzat din roca sursă atunci, sub acțiunea câmpului geotermic, are loc cracarea țițeiului în gaze. În acest context, în roca sursă se succed două reacții individuale: prima reacție generează din masa inițială a materiei organice (C^o_{RE}) o cantitate de țiței (x), iar în cadrul celei de a doua reacție cantitatea de țiței generată (x) se transformă într-o cantitate de gaze. Să notăm cu (y) cantitatea de gaze cracate și cu (k_y) viteza de reacție a cracării gazelor din țiței.

Ecuația diferențială a variației cantității de gaze cracate se poate scrie sub forma:

$$\frac{dy}{dt}=-k_y\cdot(x-y) \tag{57}$$

Înlocuind relația (55) în (57) se obține:

$$\frac{dy}{dt}+k_y\cdot y=C^0_{RE}\cdot\frac{k_y}{1+k_z/k_x}\cdot\{1-\exp[-k_x\cdot(1+k_z/k_x)\cdot t]\}, \tag{58}$$

care reprezintă o ecuație diferențială liniară de ordinul „ I ".

Soluția generală a unei ecuații diferențiale de tipul

$$\frac{dy}{dt}+k_y\cdot y=0 \tag{59}$$

este:

$$y=\lambda\cdot\exp(-k_y\cdot t) \tag{60}$$

Considerând că (λ) este funcție de timpul (t) și derivând se obține:

$$\frac{dy}{dt}=\exp(-k_y\cdot t)\cdot\frac{d\lambda}{dt}-\lambda\cdot k_y\cdot\exp(-k_y\cdot t). \tag{61}$$

Substituind relațiile (60) și (61) în ecuația (58) se poate scrie

$$d\lambda=C^0_{RE}\cdot\frac{k_y}{1+k_z/k_x}\cdot\{\exp(k_y\cdot t)-\exp[k_y-k_x\cdot(1+k_z/k_x)]\cdot t\}dt \tag{62}$$

care, prin integrare, conduce la:

$$\lambda=C^0_{RE}\cdot\frac{1}{1+k_z/k_x}\cdot\{\exp(k_y\cdot t)-\frac{\exp[k_y\cdot(1-k_x/k_y\cdot(1+k_z/k_x))\cdot t]}{1-k_x/k_y\cdot(1+k_z/k_x)}\}+A, \tag{63}$$

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde „ A" este o constantă de integrare.

Înlocuind (λ) în relaţia (60) se obţine:

$$y = C_{RE}^{o} \cdot \frac{1}{1+k_z/k_x} \cdot \{1 - \frac{\exp[-k_x \cdot (1+k_z/k_x) \cdot t]}{1-k_x/k_y \cdot (1+k_z/k_x)}\} + A \cdot \exp(-k_y \cdot t). \quad (64)$$

Pentru determinarea constantei de integrare „ A" se pun condiţiile iniţiale (la t=0, y=0) şi

$$A = C_{RE}^{0} \cdot \frac{1}{1+k_z/k_x} \cdot [\frac{1}{1-k_x/k_y \cdot (1+k_z/k_x)} - 1], \quad (65)$$

care introdusă în relaţia (64) conduce la expresia cantităţii de gaze cracate din ţiţei:

$$y = \frac{C_{RE}^{o}}{1+k_z/k_x} \cdot \{1 - \exp(-k_y \cdot t) + \frac{\exp(-k_y \cdot t) - \exp[-k_x \cdot (1+k_z/k_x) \cdot t]}{1-k_x/k_y \cdot (1+k_z/k_x)}\} \quad (66)$$

Odată cu creşterea timpului şi temperaturii de reacţie, al doilea termen din membrul drept al relaţiei (66) tinde la zero şi expresia cantităţii de gaze cracate din ţiţei se reduce la forma:

$$y = C_{RE}^{0} \cdot \frac{1-\exp(-k_y \cdot t)}{1+k_z/k_x} \quad [\text{mg OC gaze / g rocă}] \quad (67)$$

Factorii de generare ai hidrocarburilor

Cantităţile de hidrocarburi generate, date de relaţiile (55), (56) şi (67) se pot scrie astfel

$$x = C_{RE}^{0} \cdot f_x^{ge} \quad [\text{mg OC ţiţei/g roca}] \quad (68)$$

$$y = C_{RE}^{0} \cdot f_y^{ge} \quad [\text{mg OC gaze/g roca}] \quad (69)$$

$$z = C_{RE}^{0} \cdot f_z^{ge} \quad [\text{mg OC gaze/g roca}] \quad (70)$$

în care

$$f_x^{ge} = \frac{1-\exp[-k_x(1+k_z/k_x) \cdot t]}{1+k_z/k_x} \quad (71)$$

$$f_y^{ge} = \frac{1-\exp(-k_y \cdot t)}{1+k_z/k_x} \quad (72)$$

$$f_z^{ge} = \frac{k_z}{k_x} \cdot \frac{1-\exp[-k_x(1+k_z/k_x) \cdot t]}{1+k_z/k_x} = \frac{k_z}{k_x} \cdot f_x^{ge} \quad (73)$$

reprezintă „factorii de generare ai hidrocarburilor".

După cum se poate observa, estimarea factorilor de generare ai hidrocarburilor presupune cunoaşterea vitezelor de reacţie (k_x), (k_y) şi (k_z). În conformitate cu ecuaţia (36) se pot definii trei viteze de reacţie:

- pentru ţiţeiul generat de kerogenul reactiv

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$k_x = A_x \cdot \exp(-\frac{E_x}{RT}); \quad [1/\text{mil.ani}] \tag{74}$$

• pentru gazele cracate din țiței

$$k_y = A_y \cdot \exp(-\frac{E_y}{RT}); \quad [1/\text{mil.ani}] \tag{75}$$

• pentru gazele generate de kerogenul reactiv

$$k_z = A_z \cdot \exp(-\frac{E_z}{RT}); \quad [1/\text{mil.ani}] \tag{76}$$

La rândul lor, vitezele de reacție sunt dependente de factorii de frecvență (A_x, A_y și A_z) și de energiile de activare (E_x, E_y și E_z). Valorile acestor parametri se determină pe probele de rocă sursă în urma analizelor de piroliză uscată (Rock-Eval) sau piroliză hidrică.

În literatura de specialitate au fost date o serie de valori experimentale ale factorilor de frecvență și energiilor de activare în funcție de tipul (I, II sau III) materiei organice mature (Tissot & Espitalie, 1975; Rouchet, 1980; Waples, 1980; MacKenzie & Quigley, 1988; Waples et al., 1992/a, b).

Pepper & Corvi (1995/a) au arătat că valorile factorilor de frecvență și energiile de activare sunt influențate de organofaciesul în care a evoluat kerogenul din roca sursă studiată. Prin organofacies se înțelege o „colecție" de kerogenuri rezultată din precursori organici comuni, depozitați în condiții de mediu asemănătoare și expuși unor transformări diagenetice incipiente similare. În acest sens au fost definite cinci organofaciesuri (A, B, C, D/E și F) a căror semnificație este redată în tabelul 6. Corespunzător fiecărui organofacies, în tabelul 7 sunt trecute valorile factorilor de frecvență și energiilor de activare.

Expulzarea hidrocarburilor

Expulzarea constituie cel mai complex proces care are loc în interiorul rocilor sursă și ea poate fi mai comod modelată ca o problemă de reținere/eliberare a hidrocarburilor din kerogen (Pepper & Corvi, 1995/a,b). Țițeiul și gazele generate și cracate sunt reținute (prin procese de absorbție/adsorbție) de rețeaua de pori a kerogenului până când concentrațiile lor depășesc capacitatea de sorbție a acestuia.

Pentru hidrocarburi capacitatea de sorbție poate fi caracterizată printr-un coeficient (a), definit de raportul dintre cantitatea de hidrocarburi libere (materializată de vârful S_1) și cantitatea totală de kerogen (reactiv și inert) remanent. Exprimând cantitățile menționate în echivalenți carbon organic se poate scrie

$$a = \frac{w \cdot S_1}{10 \cdot TOC - w \cdot S_1}, \quad [\text{mg OC/g OC kerogen}] \tag{77}$$

în care w = 0,85 mg OC/mg HC.

Valoarea coeficientului capacității de sorbție trebuie privită ca o „valoare de prag" a expulzării hidrocarburilor. De exemplu, dacă cantitățile de țiței și de gaze generate sunt mai mici decât cantitatea de hidrocarburi reținută de kerogenul remanent, atunci țițeiul sau gazele nu sunt expulzate; dacă este mai mare, atunci cantitățile de țiței și de gaze expulzate vor fi date de diferența dintre cantitățile generate și cantitatea de hidrocarburi reținută de kerogen. Cantitatea de hidrocarburi reținută de kerogen este:

$$C_{hr} = a \cdot (C_{RE} + C_{KI}) \ [\text{mg OC / g rocă}], \tag{78}$$

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 6. **Clasificarea kerogenului în funcție de organofacies (după Pepper & Corvi, 1995/a).**

Tipul materiei organice	Organo-facies	Descriere	Materia organică majoritară	Conținut în sulfuri	Mediul depozițional	Sistemul depozițional
II	A	acvatic, marin, silicios sau carbonat/evaporitic	alge marine, bacterii	ridicat	zone marine ridicate, bazine sărace în material clastic	Depresiuni lagunare și intrașelf, sisteme transgresive până la cota maximă de invazie a apelor pe platformele carbonatate
	B	acvatic, marin, siliciclastic		moderat	bazine marine clastice (de orice vârstă)	Sisteme transgresive până la cota maximă de invazie a apelor pe marginile depoziționale clastice
I	C	acvatic, lacustru	alge de apă dulce, bacterii	coborât	bazine continentale sau câmpii costale (Phanerozoic)	Lacuri situate în regiuni ridicate și roci sursă relativ subțiri dezvoltate în sistemele paludale ale câmpiilor costale
III	D/E	terigen, continental, bogat în ceruri	cuticule de plante terestre, rășini, lignină, bacterii		câmpii costale mezozoice sau mai tinere	Dezvoltat fie în fața liniei de țărm a sistemelor transgresive, fie în timpul retragerii apelor.
	F	terigen, continental sărac în ceruri	lignină		câmpii costale paleozoice sau mai tinere	Cu creșterea distanței pe continent față de linia de țărm crește și posibilitatea trecerii de la câmpiile deltaice, la mediul oxidant al câmpiilor aluviale

Tabelul 7. **Valorile factorilor de frecvență (A_x, A_y și A_z) și ale energiilor de activare (E_x, E_y și E_z) în funcție de organofacies.**

Organofacies	% Sulf	Titei generat din kerogen		Gaze generate din kerogen		Gaze cracate din titei		Autori
		Ax [1/mil. ani]	Ex [kJ/mol]	Az[1/mil. ani]	Ez[kJ/mol]	Ay[1/mil. ani]	Ey[kJ/mol]	
A	11.0 9.0 7.4 5.4 -	7.02E+20 4.22E+23 1.55E+25 5.66E+26 6.72E+26	143.4 178.7 201.3 218.3 206.4	1.24E+26	206.7	1.35E+28	244.50	Hunt et al., (1991)
B	-	2.57E+27	215.2	6.85E+31	278.7	1.33E+28	244.40	Pepper & Corvi (1995)
C	-	7.70E+27	221.4	7.23E+29	250.4	1.34E+28	244.45	
D/E	-	1.57E+28	228.2	*5.93E+24	*206.4	9.31E+27	242.50	
F	-	3.88E+30	259.1	6.09E+29	275.0	5.90E+27	240.10	

*** valori afectate de erori și, ca urmare, în calcul se vor utiliza valorile organofaciesului F; $7{,}02E+20=7{,}02\cdot10^{20}$**

BCU "ȘTEFAN CEL MARE" SUCEAVA LIBRARY

în care C_{RE} este cantitatea de kerogen reactiv rămasă în rocă pe parcursul generării țițeiului și gazelor, dată de relația (45), iar C_{KI} este cantitatea de kerogen inert:

$$C_{KI} = 10 \cdot TOC^{o} - C_{RE} \text{ [mg OC / g rocă]}. \quad (79)$$

În urma acestor considerații cantitățile de țiței și gaze expulzate se calculează astfel:

• pentru țiței

$$C_{t,ex} = 0, \quad \text{dacă } x \leq C_{hr}; \quad (80)$$

$$C_{t,ex} = x - C_{hr}, \text{ dacă } x > C_{hr}; \quad (81)$$

• pentru gaze

$$C_{g,ex} = 0, \quad \text{dacă } y + z \leq C_{hr}; \quad (82)$$

$$C_{g,ex} = (y + z) - C_{hr}, \text{ dacă } y + z > C_{hr}. \quad (83)$$

În continuare se prezintă modul de aplicare al modelului de simulare propus, cu referire la roca sursă oligocenă din sonda 816 Lebăda Vest (fig. 31).

Aplicarea modelului de simulare matematică presupune două etape de calcul:

• etapa preliminară când se lucrează cu valorile factorilor de frecvență (A_x, A_y și A_z) și energiile de activare (E_x, E_y și E_z) publicate în literatura de specialitate;

• etapa corelării rezultatelor cu datele geochimice obținute în urma analizei prin combustie și piroliză a rocii sursă pentru care se face simularea.

A. Etapa de calcul preliminară

Cantitatea inițială de materie organică reactivă

Un prim pas în simularea matematică a generării și expulzării hidrocarburilor presupune cunoașterea cantității inițiale de materie organică reactivă. Din relația (40), se obține:

$$C^{o}_{RE} = 100 \cdot (1 - f_{ci}^{med}) \cdot TOC^{o} =$$

$$= 100 \cdot (1 - 0{,}929) \cdot 7{,}21 = 51{,}191 \text{ kg OC/t rocă sau mg OC/g rocă, în care } f_{ci}^{med} = 0{,}929$$

și

$TOC^{o} = 7{,}21$ % (tabelele 3 și 4).

Timpul de reacție

Deși, în general, Oligocenul în Depresiunea Histria este lipsit de conținut fosil, sau are un conținut mai puțin concludent pentru a separa unitățile stratigrafice de detaliu, totuși Leu et al., (1998) au identificat Rupelianul pe baza nannoplanctonului calcaros (structurile Heracleea, Albatros și un foraj din Lebăda Vest).

În urma acestei constatări, putem atribui bazei Oligocenului (2.295,2 m) din sonda 816 Lebăda Vest vârsta de 33,7 milioane ani. Corespunzător adâncimii de 2.215 m, de la care a fost prelevat eșantionul de rocă sursă oligocenă, rezultă un timp geologic:

$t = 33{,}7 \cdot 2.215/2.295{,}2 = 33{,}52$ mil. ani.

Temperatura de reacție

Temperaturile măsurate în sonda 816 Lebăda Vest au fost reprezentate (fig. 34) în funcție de adâncime. În urma acestei reprezentări temperatura corespunzătoare adâncimii ($z = 2.215$ m), de la care a fost prelevat eșantionul de rocă sursă este dată de ecuația dreptei de regresie

$$T = 13{,}0565 + 0{,}0306713 \cdot z =$$

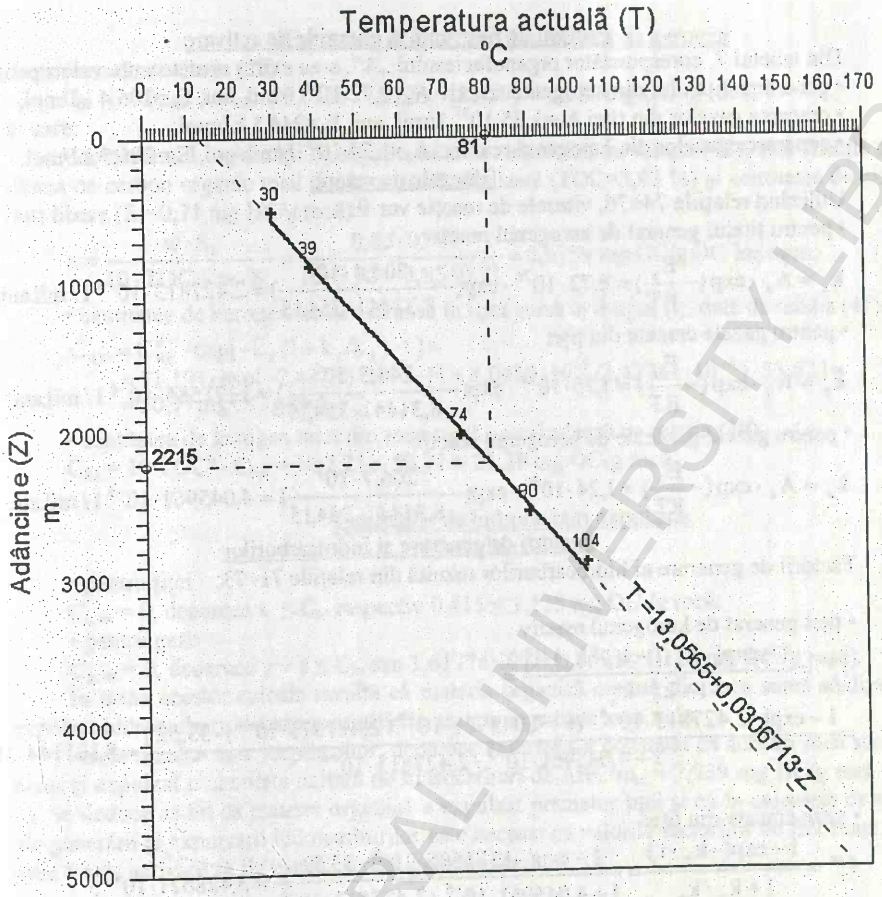
$$= 13{,}0565 + 0{,}0306713 \cdot 2.215 = 81 \text{ °C (354,15 K)}.$$

Rata de încălzire

Rata de încălzire a rocii sursă va fi dată de raportul

$T/t = 81/33.52 = 2{,}416$ °C/1 mil. ani.

Este de remarcat că valoarea ratei de încălzire (2,416 °C/mil. ani) este caracteristică bazinelor sedimentare (jurasice, cretacice și paleogene) care conțin cele mai prolifice rocii sursă. În



Adâncime, în m	505	878	2.026	2.550	2.900
Temperatură, în °C	30	39	74	90	104

Figura 34. Variaţia temperaturii cu adâncimea în sonda 816 Lebăda Vest. Adâncimii de 2.215 m, de la care a fost prelevat eşantionul de rocă sursă, îi corespunde temperatura de 81°C.

aceste bazine ratele de încălzire sunt cuprinse între 1÷5 °C/mil. ani (Klemme & Ulmishek, 1992, fide Pepper & Corvi, 1995).

Stabilirea organofaciesului

S-a precizat că roca sursă din sonda 816 Lebăda Vest aparţine unui mediu acvatic format în urma deschiderii mării oligocene care, în centrul şi nord-vestul Depresiunii Histria, a constituit un bazin închis restrictiv, de tip anoxic. Cunoscând ca materia organică este de origine marină (tip II) şi că roca sursă s-a format în cadrul unei depresiuni intraşelfice, rezultă că organofaciesul este de tip „A" (tabelul 7).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Factorii de frecvență și energiile de activare

Din tabelul 7, corespunzător organofaciesului „A", s-au extras următoarele valori pentru:

- generarea țițeiului din kerogenul reactiv $A_x=6,72\cdot10^{26}$ 1/mil. ani, $E_x=206,4$ kJ/mol;
- cracarea gazelor din țiței $A_y=1,35\cdot10^{28}$ 1/mil. ani, $E_y=244,5$ kJ/mol;
- generarea gazelor din kerogenul reactiv $A_z=1,24\cdot10^{26}$ 1/mil. ani, $E_z=206,7$ kJ/mol.

Vitezele de reacție

Utilizând relațiile 74÷76, vitezele de reacție vor fi:

- pentru țițeiul generat de kerogenul reactiv

$$k_x = A_x \cdot \exp(-\frac{E_x}{RT}) = 6,72\cdot10^{26} \cdot \exp(-\frac{206,4\cdot10^3}{8,31441\cdot354,15}) = 2,427813\cdot10^{-4}\ 1/\text{mil.ani};$$

- pentru gazele cracate din țiței

$$k_y = A_y \cdot \exp(-\frac{E_y}{RT}) = 1,35\cdot10^{28} \cdot \exp(-\frac{244,5\cdot10^3}{8,31441\cdot354,15}) = 1,171585\cdot10^{-8}\ 1/\text{mil.ani};$$

- pentru gazele generate de kerogenul reactiv

$$k_z = A_z \cdot \exp(-\frac{E_z}{RT}) = 1,24\cdot10^{26} \cdot \exp(-\frac{206,7\cdot10^3}{8,31441\cdot354,15}) = 4,045961\cdot10^{-5}\ 1/\text{mil.ani}.$$

Factorii de generare ai hidrocarburilor

Factorii de generare ai hidrocarburilor rezultă din relațiile 71÷73:

- țițeiului generat de kerogenul reactiv

$$f_x^{ge} = \frac{1-\exp[-k_x(1+k_z/k_x)\cdot t]}{1+k_z/k_x} =$$

$$= \frac{1-\exp[-2,427813\cdot10^{-4}\cdot(1+4,045961\cdot10^{-5}/2,427813\cdot10^{-4})\cdot33,52]}{1+4,045961\cdot10^{-5}/2,427813\cdot10^{-4}} = 8,101144\cdot10^{-3}$$

- gaze cracate din țiței

$$f_y^{ge} = \frac{1-\exp(-k_y\cdot t)}{1+k_z/k_x} = \frac{1-\exp(-1,171585\cdot10^{-8}\cdot33,52)}{1+4,045961\cdot10^{-5}/2,427813\cdot10^{-4}} = 3,428621\cdot10^{-7};$$

- gaze generate din kerogen reactiv

$$f_z^{ge} = \frac{k_z}{k_x}\cdot f_x^{ge} = \frac{4,045961\cdot10^{-5}}{2,427813\cdot10^{-4}}\cdot8,101144\cdot10^{-3} = 1,350059\cdot10^{-3}.$$

Cantitățile unitare de hidrocarburi generate (relațiile 68÷70):

- țițeiului generat de kerogenul reactiv

$$x = C_{RE}^0\cdot f_x^{ge} = 51,191\cdot8,101144\cdot10^{-3} = 0,4147057\ \text{mg OC țiței/g rocă};$$

- gaze cracate din țiței

$$y = C_{RE}^0\cdot f_y^{ge} = 51,191\cdot3,428621\cdot10^{-7} = 1,755145\cdot10^{-5}\ \text{mg OC gaze/g rocă};$$

- gaze generate din kerogenul reactiv

$$z = C_{RE}^0\cdot f_z^{ge} = 51,191\cdot1,350059\cdot10^{-3} = 6,911087\cdot10^{-2}\ \text{mg OC gaze/g rocă}.$$

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cantitatea de hidrocarburi retinută de kerogen

Se estimează cu relaţia (78)

$C_{hr} = a \cdot (C_{RE} + C_{KI}) = 0{,}0156 \cdot (50{,}71 + 21{,}39) = 1{,}125$ mg OC /g rocă,

în care:

• coeficientul capacităţii de sorbţie, care se calculează cu relaţia (77), este funcţie de cantitatea de carbon organic total din roca sursă analizată (TOC=3,93 %) şi cantitatea de hidrocarburi libere (S_1=0,71 mg HC/g rocă)

$$a = \frac{w \cdot S_1}{10 \cdot TOC - w \cdot S_1} = \frac{0{,}85 \cdot 0{,}71}{10 \cdot 3{,}92 - 0{,}85 \cdot 0{,}71} = 0{,}0156 \text{ mg OC/g OC kerogen;}$$

• cantitatea de kerogen reactiv rămasă în roca sursă la timpul (t), dată de relaţia (45), este

$$C_{RE} = C_{RE}^0 \cdot \exp[-k_x(1 + k_z/k_x) \cdot t] =$$
$$= 51{,}191 \cdot \exp[-2{,}42783 \cdot 10^{-4} \cdot (1 + 4{,}0459 \cdot 10^{-5}/2{,}42783 \cdot 10^{-4}) \cdot 33{,}52] =$$
$$= 50{,}71 \text{ mg OC/g rocă}$$

• cantitatea de kerogen inert din roca sursă se calculează cu relaţia (79)

$C_{KI} = 10 \cdot TOC^o - C_{RE} = 10 \cdot 7{,}21 - 50{,}71 = 21{,}39$ mg OC/g rocă.

Cantităţile de hidrocarburi expulzate
(relaţiile 80÷83)

• pentru ţiţei

$C_{t,ex} = 0$, deoarece $x \leq C_{hr}$ respectiv $0{,}415 \leq 1{,}125$ mg OC /g rocă;

• pentru gaze

$C_{g,ex} = 0$, deoarece $y + z \leq C_{hr}$ sau $1{,}61776 \cdot 10^{-5} + 0{,}0691 \leq 1{,}125$ mg OC /g rocă).

În urma acestor calcule rezultă că materia organică matură din roca sursă analizată nu a expulzat hidrocarburi, deoarece cantităţile unitare expulzate sunt nule.

Acest rezultat este surprinzător, deoarece anterior s-a constatat că aceeaşi rocă sursă a generat şi expulzat o cantitate unitară de hidrocarburi de $\Delta HC/m_{rs} = 7{,}939$ mg HC/g rocă (tabelul 5). Se deduce astfel că materia organică a expulzat prematur ţiţei şi că în calculele de simulare ale generării şi expulzării hidrocarburilor este necesar ca valorile factorilor de frecvenţă şi energiile lor de activare să fie calate pe date geochimice.

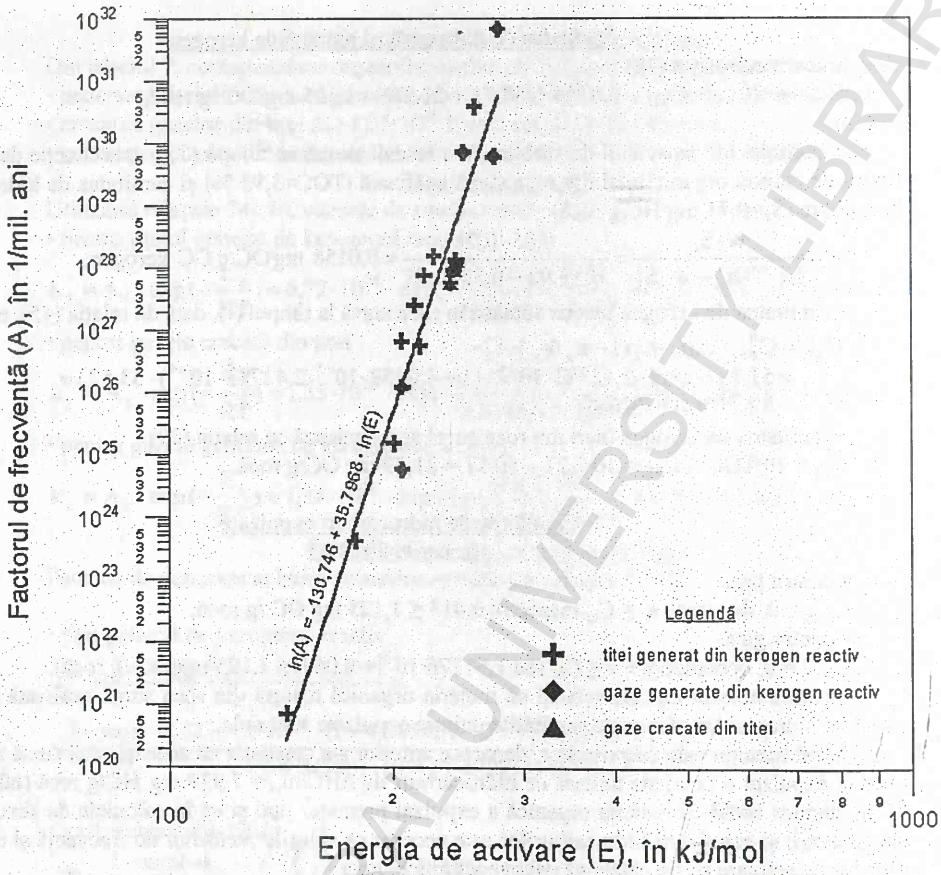
B. Etapa corelării rezultatelor simulării cu datele geochimice

Generarea prematură a ţiţeiurilor constituie o problemă specială. Spre exemplu, în cazul materiei organice de origine marină (de tip II) valorile factorilor de frecvenţă şi energiilor de activare sunt puternic influenţate de conţinutul în sulf al kerogenului (tabelul 7)

Legătura carbon-sulf are o energie de legătură mai mică decât legătura carbon-carbon. În consecinţă kerogenul mai bogat în sulf va genera prematur hidrocarburi, în condiţii de timp-temperatură mai scăzute, decât kerogenul cu mai puţin sulf.

În alte situaţii, chiar dacă conţinutul în sulf al kerogenului este redus, totuşi o îmbogăţire a materiei organice în azot sau oxigen va conduce la modificări similare ale factorilor de frecvenţă şi energiilor de activare. Conţinutul ridicat în sulf, azot sau oxigen face ca ţiţeiul de origine marină să fie generat prematur (Bajenova, 1990) şi în astfel de situaţii este necesar să recalculăm atât valorile factorilor de frecvenţă şi energiile de activare, cât şi vitezele de reacţie corespunzătoare.

Cele mai mari dificultăţi apar la estimarea valorilor factorilor de frecvenţă (A) şi energiile de activare (E), corespunzătoare generării premature a ţiţeiurilor. O tentativă de stabilire a



Organofacies	% Sulf	Titei generat din kerogen		Gaze generate din kerogen		Gaze cracate din titei		Autori
		Ax [1/mil. ani]	Ex [kJ/mol]	Az[1/mil. ani]	Ez[kJ/mol]	Ay[1/mil. ani]	Ey[kJ/mol]	
A	11.0	7.02E+20	143.4					Hunt et al., (1991)
	9.0	4.22E+23	178.7					
	7.4	1.55E+25	201.3					
	5.4	5.66E+26	218.3					
	-	6.72E+26	206.4	1.24E+26	206.7	1.35E+28	244.50	Pepper & Corvi (1995)
B	-	2.57E+27	215.2	6.85E+31	278.7	1.33E+28	244.40	
C	-	7.70E+27	221.4	7.23E+29	250.4	1.34E+28	244.45	
D/E	-	1.57E+28	228.2	*5.93E+24	*206.4	9.31E+27	242.50	
F	-	3.88E+30	259.1	6.09E+29	275.0	5.90E+27	240.10	

NOTĂ:
* valori afectate de erori si, ca urmare, în calcul se vor utiliza valorile organofaciesului F; 7,02E+20=7,02·10^{20}

Figura 35. Corelația în coordonate dublu logaritmice între factorul de frecvență și energia de activare. Valorile experimentale ale celor doi parametri au fost preluate din literatura de specialitate (Hunt *et al.*, 1991 și Pepper & Corvi, 1995/a).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

dependenţei între factorii de frecvenţă şi energiile de activare este dată în figura 35. Este de precizat că indiferent de tipul hidrocarburilor generate (ţiţei şi gaze generate din kerogen reactiv sau gaze cracate din ţiţei) între cei doi parametri există o dependenţă dublu logaritmică (cu un coeficient de determinare de 0,92) dată de relaţia

$$\ln(A) = -130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(E), \tag{84}$$

din care

$$A_x = \exp[-130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(E_x)], \tag{85}$$

$$A_y = \exp[-130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(E_y)], \tag{86}$$

$$A_z = \exp[-130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(E_z)]. \tag{87}$$

În urma acestei constatări, estimarea factorilor de frecvenţă şi energiile de activare se poate face în urma unei proceduri matematice de încercare şi eroare. Aplicarea proceduri presupune următoarele faze:

1) se impune o valoare a energiei de activare (E_x) diferită de valoarea aleasă iniţial. De exemplu, pentru proba din sonda 816 Lebăda Vest valoarea iniţială E_x=206,4 kJ/mol se substituie cu o nouă valoare E_x=175,3 kJ/mol. Cu relaţia (85) se calculează factorul de frecvenţă

$$A_x = \exp[-130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(E_x)] =$$
$$= \exp[-130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(175{,}3)] = 3{,}45 \cdot 10^{23} \text{ 1/mil. ani},$$

iar cu relaţia (74) viteza de reacţie corespunzătoare

$$k_x = A_x \cdot \exp\left(-\frac{E_x}{RT}\right) = 3{,}45 \cdot 10^{23} \cdot \exp\left(-\frac{175{,}3 \cdot 10^3}{8{,}31441 \cdot 354{,}15}\right) = 4{,}816731 \cdot 10^{-3} \text{ 1/mil.ani};$$

2) în cazul energiei de activare necesară cracării gazelor din ţiţei (E_y) s-a stabilit că ea se poate corela (fig. 36) cu indicele de calitate iniţial al rocilor sursă (QI^0), după ecuaţia de regresie:

$$E_y = 223{,}938 + 3{,}18486 \cdot \ln(QI^0) \quad \text{[kJ/mol]} \tag{88}$$

unde QI^0 se poate deduce din relaţiile (7) şi (39) sub forma

$$QI^0 = 1000 \cdot \frac{S_1^0 + S_2^0}{TOC^0} = 1000 \cdot \frac{1 - f_0^{med}}{0{,}085} \quad \text{[mg HC/g OC]}. \tag{89}$$

Pentru proba din sonda 816 Lebăda Vest rezultă indicele de calitate şi energia de activare

$$QI^0 = 1000 \cdot \frac{1 - 0{,}929}{0{,}085} = 835 \text{ mg HC/g rocă}$$

$$E_y = 223{,}938 + 3{,}18486 \cdot \ln(835) = 245{,}4 \text{ kJ/mol}.$$

Cunoscând valoarea energiei de activare (E_y) se poate determina factorul de frecvenţă apelând la relaţia (86)

$$A_y = \exp[-130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(E_y)] = \exp[-130{,}746 + 35{,}7968 \cdot \ln(245{,}4)] =$$
$$= 5{,}82 \cdot 10^{28} \text{ 1/mil. ani}$$

şi viteza de reacţie corespunzătoare

$$k_y = A_y \cdot \exp\left(-\frac{E_y}{RT}\right) = 5{,}82 \cdot 10^{28} \cdot \exp\left(-\frac{245{,}4 \cdot 10^3}{8{,}31441 \cdot 354{,}15}\right) = 3{,}769984 \cdot 10^{-8} \text{ 1/mil.ani};$$

3) în privinţa generării gazelor din kerogenul reactiv considerăm că se poate renunţa la calculul constantelor (E_z) şi (A_z), deoarece în conformitate cu relaţia (53) este suficient să cunoaştem raportul vitezelor de reacţie (k_z/k_x). De exemplu pentru roca sursă din sonda 816 Lebăda Vest, al cărui organofacies este de tip „A", se poate recurge la valoarea iniţială a raportului:

$$\frac{k_z}{k_x} = \frac{4{,}045961 \cdot 10^{-5}}{2{,}427813 \cdot 10^{-4}} = 0{,}166650438,$$

BCU "I. VĂTRĂNUJ" FIRST LIBRARY

din care

$k_z = 0{,}166650438 \cdot k_x = 0{,}166650438 \cdot 4{,}816731 \cdot 10^{-3} = 8{,}027101 \cdot 10^{-4}$ 1/mil. ani;

Recalcularea factorilor de generare
(relațiile 64÷66):

• țiței generat de kerogenul reactiv

$$f_x^{ge} = \frac{1-\exp[-k_x(1+k_z/k_x)\cdot t]}{1+k_z/k_x} =$$

$$= \frac{1-\exp[-4{,}816731\cdot 10^{-3}\cdot(1+8{,}027101\cdot 10^{-4}/4{,}816731\cdot 10^{-3})\cdot 33{,}52]}{1+8{,}027101\cdot 10^{-4}/4{,}816731\cdot 10^{-3}} = 0{,}1471878;$$

• gaze generate din kerogen reactiv

$$f_y^{ge} = \frac{1-\exp(-k_y\cdot t)}{1+k_z/k_x} = \frac{1-\exp(-3{,}769984\cdot 10^{-8}\cdot 33{,}52)}{1+8{,}027101\cdot 10^{-4}/4{,}816731\cdot 10^{-3}} = 1{,}11432\cdot 10^{-6}.$$

• gaze cracate din țiței

$$f_z^{ge} = \frac{k_z}{k_x}\cdot f_x^{ge} = \frac{8{,}02710\cdot 10^{-4}}{4{,}816731\cdot 10^{-3}}\cdot 0{,}1471878 = 2{,}452891\cdot 10^{-2};$$

Recalcularea cantităților unitare de hidrocarburi generate
(relațiile 68÷70):

• țiței generat de kerogenul reactiv

$x = C_{RE}^0 \cdot f_x^{ge} = 51{,}191 \cdot 0{,}1471878 = 7{,}534691$ mg OC țiței/g rocă

• gaze cracate din țiței

$y = C_{RE}^0 \cdot f_y^{ge} = 51{,}191 \cdot 1{,}11432\cdot 10^{-6} = 5{,}704223\cdot 10^{-5}$ mg OC gaze/g rocă

• gaze generate din kerogenul reactiv

$z = C_{RE}^0 \cdot f_z^{ge} = 51{,}191 \cdot 2{,}452891\cdot 10^{-2} = 1{,}255716$ mg OC gaze/g rocă

Recalcularea cantității de hidrocarburi reținută de kerogen
(relația 78)

$C_{hr} = a \cdot (C_{RE} + C_{KI}) = 0{,}0156 \cdot (42{,}40065 + 21{,}39) = 0{,}9951341$ mg OC /g rocă

în care: a = 0,0156 mg OC/g OC kerogen;

$$C_{RE} = C^o{}_{RE}\cdot\exp[-k_x(1+k_z/k_x)\cdot t] =$$
$$= 51{,}191\cdot\exp[-4{,}816731\cdot 10^{-3}\cdot(1+8{,}027101\cdot 10^{-4}/4{,}816731\cdot 10^{-3})\cdot 33{,}52] =$$
$$= 42{,}40065 \text{ mg OC/g rocă}$$

$C_{KI} = 21{,}39$ mg OC/g rocă;

Recalcularea cantităților de hidrocarburi expulzate
(relațiile 80÷83)

• țiței

$C_{t,ex} = x - C_{hr} = 7{,}534691 - 0{,}9951341 = 6{,}5395569$ mg OC/g rocă;

$C_{t,ex} = (x - C_{hr}) / 0{,}85 = 6{,}5395569/0{,}85 = 7{,}69353$ mg HC/g rocă;

• gaze

$C_{g,ex} = (y + z) - C_{hr} = (5{,}704233\cdot 10^{-5} + 1{,}255716) - 0{,}9951341 =$

= 0,2605819 mg OC/ g rocă;

$C_{g,ex} = [(y + z) - C_{hr}] / 0,85 = 0,2605819/0,85 = 0,3065657$ mg HC/g rocă;

• total hidrocarburi expulzate

$C_{h,ex} = C_{t,ex} + C_{g,ex} = 7,69353 + 0,3065657 = 8$ mg HC/g rocă.

Comparând valoarea simulată ($C_{h,ex}$ = 8 mg HC/g rocă) cu valoarea cantităţii unitare de hidrocarburi expulzate ($\Delta HC/m_{rs}$ = 7,939 mg HC/g rocă), estimată prin bilanţ de masă, se poate spune că între acestea există o foarte bună concordanţă şi că din cantitatea totală de hidrocarburi 7,693 mg HC/g rocă este reprezentată de ţiţei, iar restul (0,307 mg HC/g rocă) de gaze.

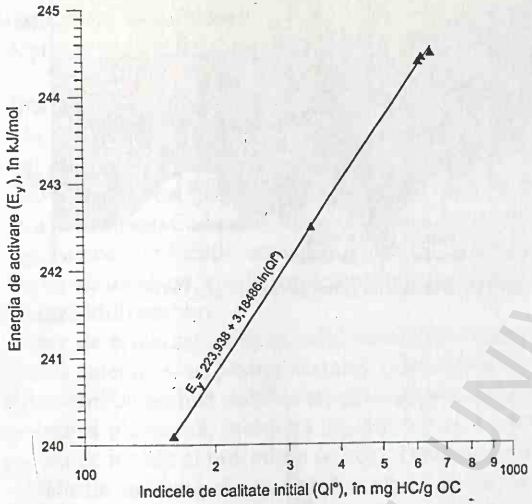


Figura 36. Corelaţia dintre energia de activare şi indicele de calitate iniţial al rocilor sursă, la cracarea ţiţeiului în gaze.

Deoarece simularea cantităţilor de hidrocarburi generate şi expulzate se face parcurgând o procedură de încercare şi eroare, este indicat să se întocmească un program care să permită rularea datelor pe calculator. În acest sens am considerat că nu este necesar să se prezinte toate încercările efectuate pe calculator şi am reţinut numai valoarea energiei de activare (E_x = 175,3 kJ/mol) care a condus la o bună concordanţă între valoarea simulată de 8 mgHC/g rocă şi valoarea de 7,939 mgHC/g rocă, calculată prin bilanţ geochimic de masă.

Se poate reproşa că în calculele de simulare prezentate s-a lucrat cu o rată de încălzire a sedimentelor rezultată din valorile actuale ale temperaturii. Deşi în literatura de specialitate se recomandă ca rata de încălzire să se deducă din paleotemperaturile corespunzătoare istoricului îngropării sedimentelor totuşi, în urma calării metodei propuse pe datele geochimice de şantier, în final, valorile cantităţilor unitare de hidrocarburi expulzate vor fi corecte.

Pentru unele precizări asupra evoluţiei generării şi expulzării hidrocarburilor din roca sursă interceptată în sonda 816 Lebăda Vest (fig. 31), valorile cantităţilor unitare expulzate ($C_{t,ex}$ şi $C_{g,ex}$) au fost calculate din grad în grad (1 °C, 2 °C, 3 °C, ..., 81 °C) şi reprezentate grafic în funcţie de temperatură (fig. 38). Într-o astfel de reprezentare curba I se referă la ţiţei ($C_{t,ex}$), iar curba II, la cantităţile însumate de ţiţei şi gaze ($C_{t,ex} + C_{g,ex}$). De exemplu, la temperatura actuală de 81 °C a rocii sursă, corespunde o cantitate unitară de ţiţei de 7,693 mg HC/g rocă şi o cantitate de ţiţei şi gaze de 8 mg HC/g rocă. Cantitatea unitară de gaze expulzate va fi dată de diferenţa: 8–7,693 = 0,307 mgHC/g rocă. Totodată, din aceeaşi figură, se observă că expulzarea ţiţeiului a început la 71 °C şi a gazelor la 80 °C.

Extinderea simulării asupra altor locaţii de interes, care aparţin sistemului petrolifer studiat, presupune ca în punctele respective să se estimeze temperaturile şi ratele de încălzire corespunzătoare adâncimilor de îngropare a sedimentelor după care, aplicând procedura prezentată anterior, să se calculeze cantităţile unitare de ţiţei şi gaze expulzate. Alegerea locaţiilor este în general însoţită de unele dificultăţi legate de dezvoltarea posibilelor roci sursă în cadrul bazinului sedimentar. Este cunoscut că în activitatea de prospecţiune şi explorare stabilirea locaţiilor sondelor se face în zonele ridicate ale structurilor geologice, din dorinţa de a identifica noi acumulări de hidrocarburi. Dar tocmai în aceste zone, rocile sursă au cea mai slabă dezvoltare (grosimea lor este cu atât mai mică, cu cât sunt amplasate mai sus pe structură). Cu alte cuvinte,

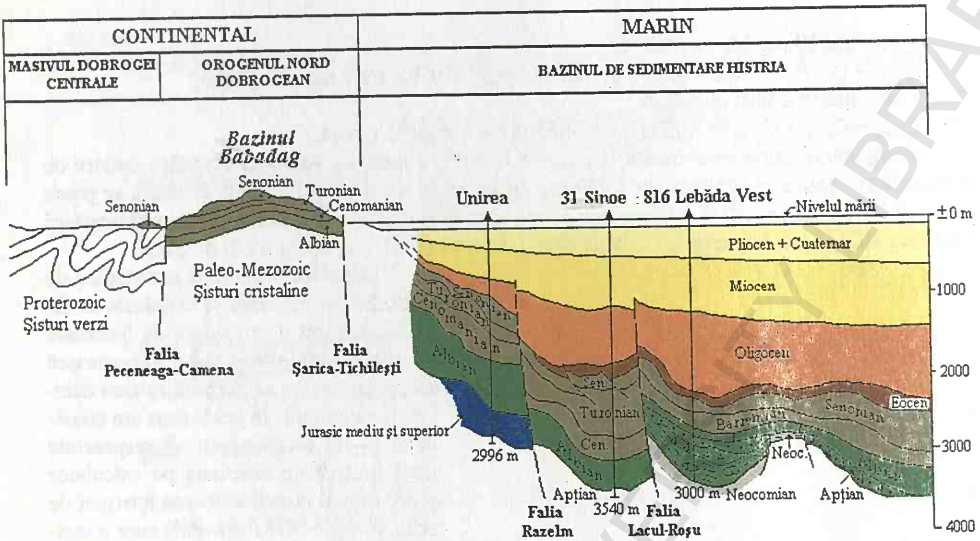


Figura 37. Contextul geologic al sondei 816 Lebăda Vest (după Băncilă *et al.*, 1997).

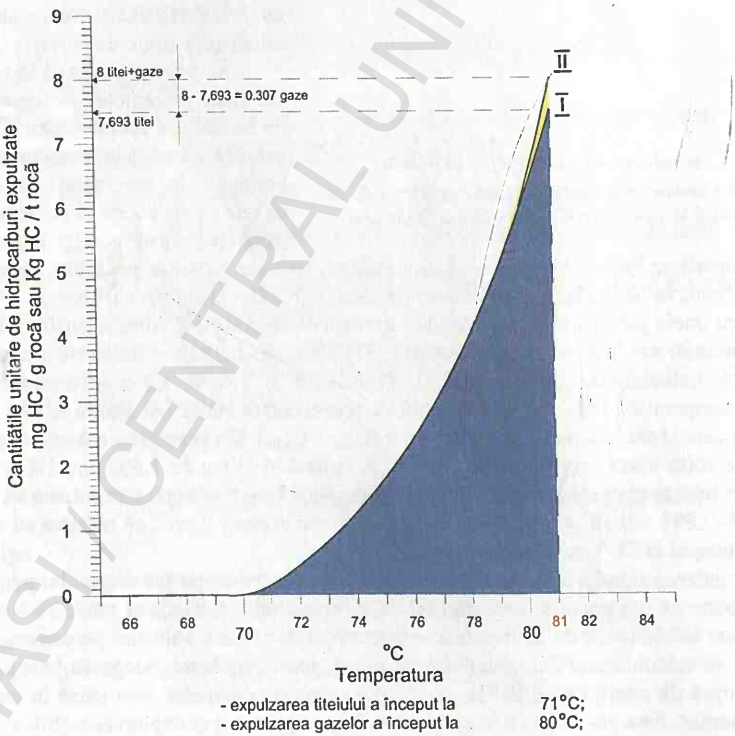


Figura 38. Reprezentarea cantităţilor de hidrocarburi expulzate, în funcţie de temperatură, pe parcursul îngropării rocii sursă din sonda 816 Lebăda Vest.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

rocile sursă de bună calitate se vor situa la adâncimi mai mari şi forarea unor noi sonde pentru a le identifica ridică substanţial costul explorării. În astfel de situaţii se apelează la datele obţinute în urma interpretării profilelor seismice.

De exemplu, pentru rocile sursă oligocene din Depresiunea Histria s-au ales o serie de locaţii care sunt situate pe secţiunile seismogeologice din figurile 8 şi 9. Locaţiile alese au fost reprezentate şi numerotate (de la 1 la 18) în figurile 39 şi 40.

Pentru a simula generarea şi expulzarea hidrocarburilor, în dreptul fiecărei locaţii s-a citit pe secţiunile seismogeologice adâncimea bazei Oligocenului şi, cu ajutorul diagramei din figura 34, s-a estimat temperaturile corespunzătoare (T). Evaluând rata de încălzire (T/t) a sedimentelor şi reluând procedura de calcul, s-a estimat pentru fiecare locaţie în parte, valorile cantităţilor unitare expulzate ($C_{t,ex}$ şi $C_{g,ex}$) de rocile sursă oligocene; valorile cantităţilor unitare au fost reprezentate grafic, din grad în grad: 1 °C, 2 °C, 3 °C, ..., 200°C (anexele 2/1÷18).

De exemplu, locaţiei 11, unde adâncimea bazei Oligocenului este la 5.231 m, îi corespunde o temperatură de 173,5 °C şi o rată de încălzire a sedimentelor de T/t = 5,148311 °C/1 mil. ani. Reprezentând din grad în grad valorile cantităţilor unitare de hidrocarburi expulzate, au rezultat graficele din anexa 2/11. Din analiza acestor grafice se observă că cea mai mare parte a hidrocarburilor a fost generată şi expulzată în Miocen. În Pliocen, procesul de generare şi expulzare era definitivat. Ca urmare, rezultă că roca sursă din locaţia 11 este, în prezent, epuizată.

Pentru alte locaţii, cum ar fi sonda 816 Lebăda Vest, caracterizate de valori mai reduse ale treptei de încălzire, rocile sursă sunt potenţiale, deoarece şi în momentul de faţă generează şi expulzează hidrocarburi.

Este de remarcat că în calculul cantităţilor unitare de hidrocarburi expulzate, aferente locaţiilor de interes, s-au păstrat aceleaşi valori ale parametrilor de intrare (C^{o}_{RE}, A_x, A_y, A_z, E_x, E_y, E_z), valori ce au fost stabilite atunci când s-a simulat generarea şi expulzarea hidrocarburilor în roca sursă oligocenă, prelevată din sonda 816 Lebăda Vest. Rata de încălzire a fost singurul parametru de intrare al procedurii de calcul care a fost modificat în funcţie de locaţia respectivă.

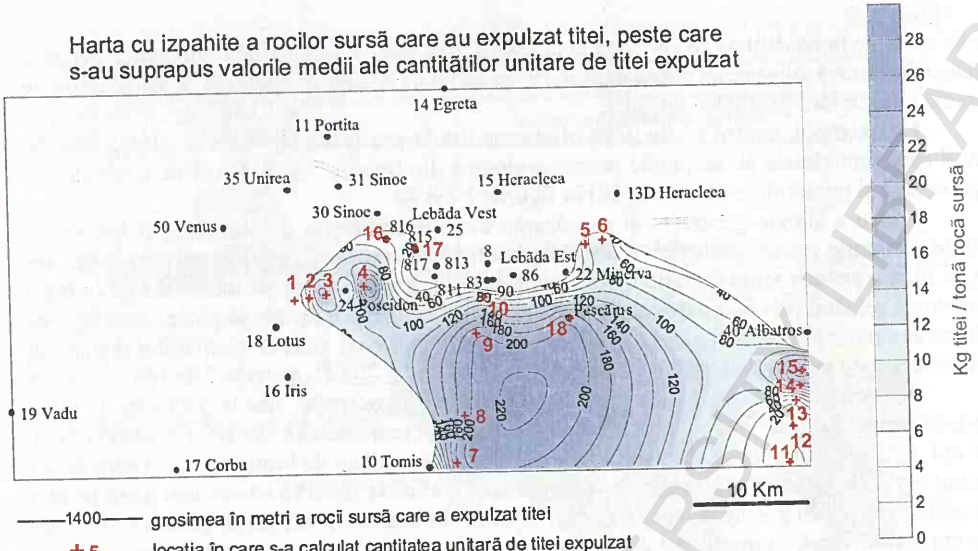
Valorile maxime ale cantităţilor uitare de hidrocarburi expulzate vor trebui privite cu o anumită rezervă, deoarece în zăcămintele identificate şi, în posibilele noi capcane, se va găsi o cantitate mult mai redusă, datorită pierderilor de ţiţei şi gaze care au avut loc în timpul migraţiei primare. În privinţa acestor pierderi, dacă ne referim numai la cantităţile de petrol care au fost eliberate din roca sursă, este necesar să ne oprim asupra modalităţii de desfăşurare a migraţiei.

În estimarea cantitativă a hidrocarburilor eliberate din rocile sursă, una din probleme se referă la cantităţile pierdute pe parcursul migraţiei, ca urmare a dispoziţiei rocilor sursă, în raport cu unităţile litologice supra- şi subjacente. În figura 41 sunt prezentate trei situaţii caracteristice proceselor ce au loc la eliberarea hidrocarburilor (MacKenzie & Quigley, 1988).

Prima situaţie (fig. 41/a) este reprezentată de o rocă sursă delimitată la partea inferioară şi superioară de două unităţi argiloase, care au aceeaşi grosime. La rândul lor, argilele sunt în contact cu alte două unităţi arenitice. Se presupune că sensul util al fluxului de hidrocarburi este orientat descendent, către unitatea arenitică inferioară, care constituie un rezervor natural, prin care, eventual, va avea loc migraţia secundară. Totodată, în coloana litologică a fost reprezentată şi variaţia presiunii fluidelor de formaţie (sau presiunii de pori). Este evident că deplasarea fluidelor are loc de la valorile ridicate ale presiunilor din centrul rocii sursă, către valorile mai coborâte, situate la partea inferioară şi superioară a coloanei, unde presiunea de formaţie este normală. În acest context, din cantitatea de hidrocarburi generată şi expulzată de rocile sursă, numai jumătate va constitui fluxul util (îndreptat spre partea inferioară a coloanei), cealaltă jumătate va migra către suprafaţă. O astfel de situaţie, conduce la înjumătăţirea cantităţii de hidrocarburi expulzate, deoarece numai jumătate participă la fluxul util al migraţiei.

A doua situaţie (fig. 41/b) presupune o grosime mai mare a formaţiunii argiloase superioare şi, ca urmare, maximul suprapresiunii este plasat asimetric (către stratul argilos cu grosime

Harta cu izpahite a rocilor sursă care au expulzat titei, peste care s-au suprapus valorile medii ale cantităților unitare de titei expulzat



——1400—— grosimea în metri a rocii sursă care a expulzat titei

+5 locatia în care s-a calculat cantitatea unitară de titei expulzat

Volumul rocilor sursă oligocene este de $6.27336 \cdot 10^9 m^3$

Nr. locatie	Z	T	Rata încălzirii	Valorile cantităților unitare de titei				Grosimea rocii sursă
				Ct, ex	Ct, p	ΔCt	Ct, med	
-	[m]	[°C]	[°C/1 mil. ani]	[mg HC/ g rocă sau Kg HC/ t rocă]				[m]
1	2.210	80,8	2,398815	7,493	0	7,493	3,7465	29.75
2	2.260	82,4	2,444321	9,171	0	9,171	4,5855	36.41
3	2.729	96,8	2,871171	46,862	0	46,862	23,4310	186.00
4	3.053	107,0	3,166053	51,209	0	51,209	25,6050	203.30
5	2.293	83,4	2,474356	10,837	0	10,837	5,4185	43.02
6	2.467	88,7	2,632718	25,327	0	25,327	12,6640	100.50
7	2.949	104,0	3,071399	51,179	0	51,179	25,5900	203.20
8	2.748	97,3	2,888464	48,375	0	48,375	24,1880	192.00
9	3.161	110,0	3,264346	51,193	0,646	50,547	25,2740	200.70
10	2.467	88,7	2,632718	25,327	0	25,327	12,6640	100.50
11	5.231	173,0	5,148311	51,206	51,206	0,000	0,0000	0.00
12	4.732	158,0	4,694157	51,207	51,134	0,073	0,0365	0.29
13	4.605	154,0	4,578571	51,207	50,363	0,844	0,4220	3.35
14	3.497	120,0	3,570149	51,209	3,907	47,302	23,6510	187.80
15	3.161	110,0	3,264346	51,193	0,646	50,547	25,2740	200.70
16	2.295	83,5	2,476358	10,828	0	10,828	5,4140	42.99
17	2.191	80,2	2,381268	6,417	0	6,417	3,2085	25.48
18	2.861	101,0	2,991308	50,681	0	50,681	25,3410	201.20

valoarea medie = 13,139
abaterea standard = 10,566
coef. de variatie = 0,804
mediana = 12,547
valoare minimă = 0,000
valoare maximă = 25,605

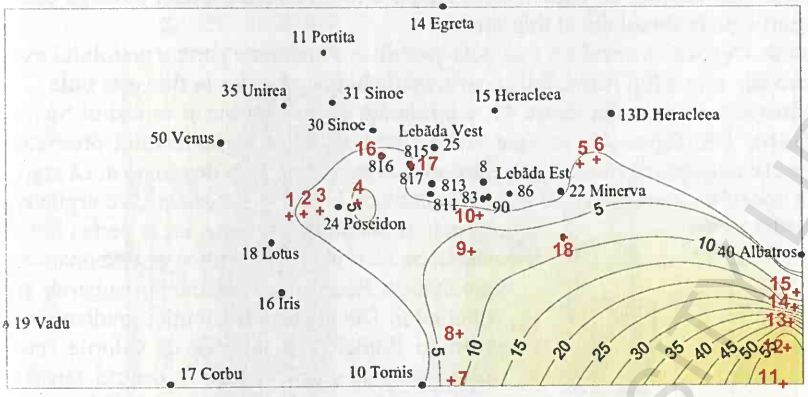
NOTĂ

1) Z si T - adâncimea si temperatura la baza Oligocenului;
2) ratele de încălzire au mai multe zecimale deoarece calculul cantităților unitare de titei si gaze expulzate este sensibil la valorile ratei de încălzire.

Figura 39. Arealul rocilor sursă oligocene, care au generat şi expulzat ţiţei în cadrul Sistemului petrolifer Histria.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Harta cu izopahite a rocilor sursă care au expulzat gaze, peste care s-au suprapus valorile medii ale cantităților unitare de gaze expulzate



Volumul de rocă sursă care a expulzat gaze este de $2,47139 \cdot 10^9 m^3$

Nr. locatie	Z	T	Rata încălzirii	Valorile cantităților unitare de gaze				Grosimea rocii sursă
				Cg, ex	Cg, p	Cg	Cg, med	
-	[m]	[°C]	[° C/1 mil. ani]	[mg HC/g rocă sau Kg HC/g rocă]				[m]
1	2.210	80,8	2,398815	0,295	0	0,295	0,1475	1.17
2	2.260	82,4	2,444321	0,575	0	0,575	0,2875	2.28
3	2.729	96,8	2,871171	7,057	0	7,057	3,5285	28.02
4	3.053	107,0	3,166053	8,230	0	8,230	4,1150	32.67
5	2.293	83,4	2,474356	0,877	0	0,877	0,4385	3.48
6	2.467	88,7	2,632718	3,508	0	3,508	1,7540	13.93
7	2.949	104,0	3,071399	8,214	0	8,214	4,1070	32.61
8	2.748	97,3	2,888464	7,696	0	7,696	3,8480	30.55
9	3.161	110,0	3,264346	8,246	0	8,246	4,1230	32.74
10	2.467	88,7	2,632718	3,508	0	3,508	1,7540	13.93
11	5.231	173,0	5,148311	59,832	8,289	51,543	25,7715	204.60
12	4.732	158,0	4,694157	59,163	8,206	50,957	25,4785	202.30
13	4.605	154,0	4,578571	52,415	8,060	44,355	22,1775	176.10
14	3.497	120,0	3,570149	8,464	0	8,464	4,2320	33.60
15	3.161	110,0	3,264346	8,246	0	8,246	4,1230	32.74
16	2.295	83,5	2,476358	0,876	0	0,876	0,4380	3.48
17	2.191	80,2	2,381268	0,075	0	0,075	0,0375	0.30
18	2.861	101,0	2,991308	8,117	0	8,117	4,0585	32.22
						valoare medie =	6,1350	
						valoare minimă =	0,0375	
						valoare maximă =	25,7715	

Figura 40. Arealul rocilor sursă oligocene, care au generat şi expulzat gaze în cadrul Sistemului petrolifer Histria.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mai mare). Este situația cea mai favorabilă, în care aproape întreaga cantitate de petrol se mișcă descendent, prin argila mai subțire, iar dacă aceasta stă pe o rocă rezervor, atunci întreaga cantitate expulzată va participa la fluxul util al migrației.

În al treia situație (fig. 41/c), cazul cel mai defavorabil, cea mai mare parte a petrolului expulzat se mișcă ascendent prin siltul permeabil și participația hidrocarburilor la flux este nulă.

Situații asemănătoare cu cele din figura 41, considerăm că au avut loc și în cadrul Sistemului petrolifer Histria. Din figura 42, pe care au fost trecute valorile gradientului presiunii fluidelor de formație, se pot deduce traseele preferențiale ale migrației. Este de remarcat că argilele oligocene, care constituie roca sursă, se găsesc în contact, la partea superioară, cu argilele, marnele și nisipurile miocene, iar la partea inferioară, cu rezervoarele arenitice și carbonatice, care aparțin Eocenului, Cretacicului superior și Albianului. Din analiza distribuției gradientului presiunii fluidelor, se observă că valorile cele mai ridicate se găsesc situate în centrul formațiunilor oligocene. Am fi astfel tentați să considerăm că migrarea hidrocarburilor pe verticală a avut loc în ipoteza ilustrată în figura 41/a. În fapt, distribuția gradientului presiunii fluidelor de formație din figura 42 reprezintă situația actuală și este doar într-o mai mică măsură reprezentativă pentru trecutul geologic al Depresiunii Histria. Pentru a susține această afirmație trebuie să ne referim la dinamica generării și expulzării hidrocarburilor în locația 11 (anexa 2/11), unde generarea țițeiului a început în Miocenul inferior, iar a gazelor, în Miocenul mediu. Dar, din figura 42 rezultă că Miocenul inferior a fost marcat de un hiatus, ca urmare a unei exondări și formațiunile geologice corespunzătoare lipsesc. Rezultă astfel, că partea superioară a argilelor oligocene se caracterizza prin valori normale ale presiunii de formație și că hidrocarburile expulzate, migrau preferențial ascendent și se pierdeau la suprafață. Este cazul menționat în figura 41/c. Probabil că pierderea hidrocarburilor a continuat și în Miocenul mediu, când formațiunile (argiloase, marnoase și nisipoase) badeniene și sarmațiene erau în formare. Valorile maxime, corespunzătoare cantităților unitare expulzate, pierdute și ale diferenței acestora (care constituie fluxul util al migrației primare) se pot calcula pe baza diagramelor din anexa 2. De exemplu, pentru locația 11 (anexa 2/11):

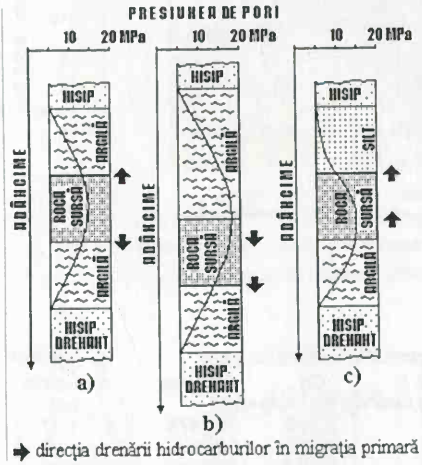


Figure 41. Modalitățile de eliberare a hidrocarburilor din rocile sursă, în funcție de litologia sedimentelor și de variația presiunii fluidelor (MacKenzie & Quigley, 1988).

- țiței:

cantitatea expulzată $C_{t,ex}$ = 51,206 mg HC/g rocă;
cantitatea unitară pierdută $C_{t,p}$ = 51,206 mg HC/g rocă;
diferența ΔC_t = 0,000 mg HC/g rocă;

- gaze

cantitatea expulzată $C_{g,ex}$ = 59,832 mg HC/g rocă;
cantitatea unitară pierdută $C_{g,p}$ = 8,425 mg HC/g rocă;
diferența ΔC_g = 51,407 mg HC/g rocă.

Din Miocenul superior, aranjamentul litostratigrafic al formațiunilor geologice a modificat repartiția presiunilor de formație și astfel, se poate spune că, din acel moment, situația este asemănătoare celei din figura 41/a, când numai jumătate din diferența hidrocarburilor expulzate s-au deplasat descendent și au participat la fluxul util al migrației, care a determinat formarea acu-

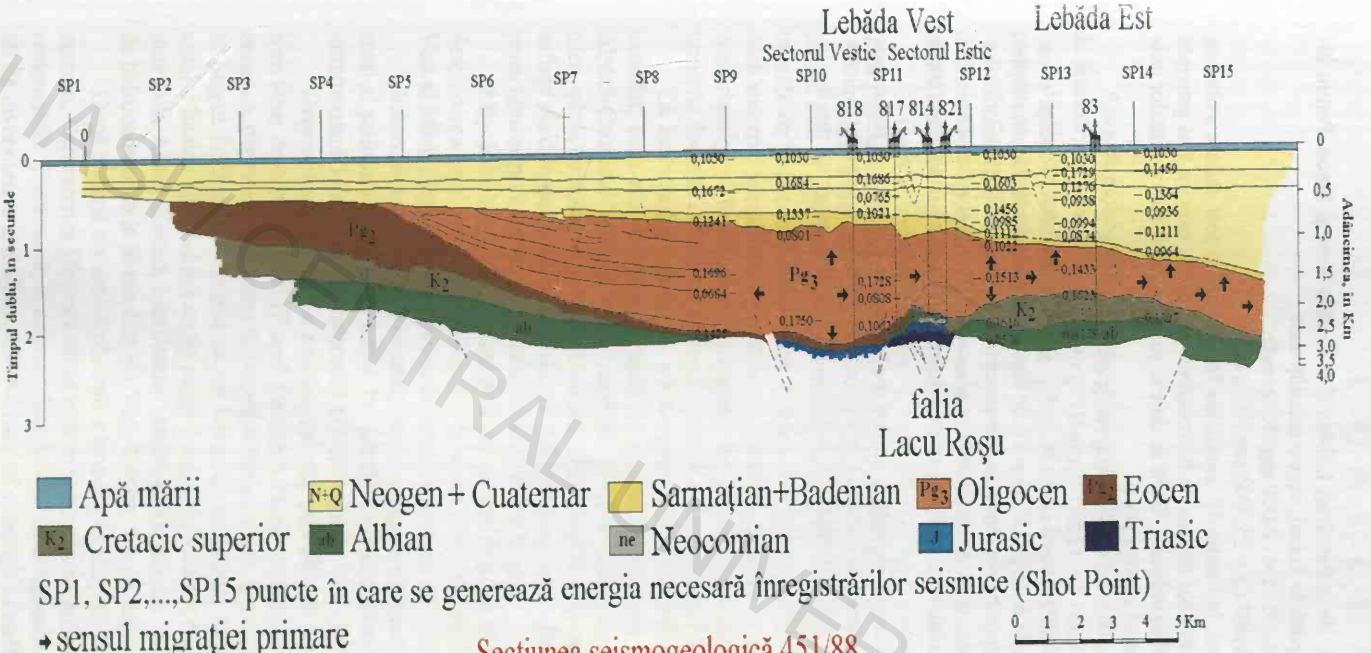


Figura 42. Repartiția valorilor (în at/m) gradientului presiunii de formație și sensurile migrației primare a hidrocarburilor, în cadrul Sistemului petrolifer Histria.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mulărilor cu valoare comercială, de la Pescăruş, Lebăda Est, Lebăda Vest şi Sinoe. Pentru locaţia 11, din Miocenul superior până în Actual, aceste cantităţi sunt:

- ţiţei $\Delta C_t = ½ \cdot \Delta C_t = 0{,}000 / 2 = 0{,}000$ mg HC/g rocă;
- gaze $\Delta C_g = ½ \cdot \Delta C_g = 51{,}407 / 2 = 25{,}7035$ mg HC/g rocă.

După cum se poate observa, în locaţia 11, cantităţile în discuţie au fost deduse având ca origine valorile maxime ale cantităţilor unitare de hidrocarburi expulzate, care au fost generate de o rocă sursă, situată în baza Oligocenului. Dacă se doresc valorile medii ale cantităţilor unitare de hidrocarburi eliberate, atunci acestea vor fi:

- ţiţei $C_t = ½ \cdot \Delta C_t = 0{,}0000/ 2 = 0{,}00000$ mg HC/g rocă;
- gaze $C_g = ½ \cdot \Delta C_g = 25{,}7035 / 2 = 12{,}85175$ mg HC/g rocă.

Analog, s-au calculat cantităţile unitare medii (C_t şi C_g) şi pentru celelalte 17 locaţii şi valorile rezultate sunt date în tabelele din figurile 39 şi 40. În figura 39, peste izoliniile care reprezintă grosimile rocilor sursă oligocene s-a suprapus, în spectru de culoare, valorile cantităţilor unitare medii de ţiţei expulzat. Din analiza acestei hărţi se observă că, cele mai ridicate valori se găsesc situate în centrul depresiunii, în timp ce pe rama acesteia şi în sud-est (unde roca sursă este epuizată), valorile sunt reduse.

Reprezentând, în aceeaşi manieră, cantităţile unitare medii de gaze (fig. 40), se poate spune că cele mai ridicate valori se găsesc în sud-estul depresiunii, unde, datorită treptelor ridicate de încălzire şi a supramaturarea materiei organice, la gazul generat din kerogenul reactiv, se adaugă şi gazul cracat termic, din ţiţei.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONCLUZII

Această monografie, asupra sistemului petrolifer Histria, a căutat să dea un răspuns la o serie de întrebări incitante, cum ar fi:

1) De ce din întregul areal al şelfului românesc, zăcămintele de petrol identificate până în prezent, se găsesc situate numai în Depresiunea Histria ?

2) Faţă de valoarea rezervelor geologice ale zăcămintelor existente, potenţialul petrolifer al rocilor sursă oligocene din Depresiunea Histria, a fost suficient pentru a genera şi alte acumulări de hidrocarburi cu valoare comercială ?

3) Dacă potenţialul petrolifer a fost suficient, care sunt cele mai probabile zone din Depresiunea Histria, unde mai pot fi evidenţiate noi acumulări ?

Pentru a răspunde la aceste întrebări a fost necesar să se urmărească cel puţin două aspecte: primul este în legătură cu identificarea şi caracterizarea sistemului petrolifer din care fac parte zăcămintele de la Sinoe, Lebăda Vest, Lebăda Est şi Pescăruş; al doilea aspect, a căutat să precizeze dacă sistemul identificat a expulzat o cantitate suficientă de petrol, care să permită acumularea hidrocarburilor şi în alte zone potenţiale ale Depresiunii Histria. Aspectele amintite nu puteau fi urmărite decât în contextul geologic evolutiv al Depresiunii Histria, pe care îl amintim succint.

La începutul Cretacicului, pe actualul teritoriu al Mării Negre se găsea un masiv median exondat, care era delimitat la nord de catena formată din Orogenul Nord Dobrogean-Crimeea Alpină-Caucazul Mare şi, la sud, scăldat de apele Oceanului Neotethys. În timpul mişcărilor austrice, odată cu iniţierea actualelor curburi ale catenelor carpato-balcanice, au avut loc translaţii centrifuge ale diferitelor blocuri sialice, pe faliile transcurente din cuprinsul marginii continentale europene, care se prelungeau pe actualul areal al Mării Negre.

Mişcările blocurilor continentale pe aceste falii, au indus "spargerea" masivului median şi deschiderea unui rift intracontinental. În acest mod, în Apţian-Albian, a luat naştere Bazinul de Vest al Mării Negre, care s-a extins în urma inversiunii de relief a masivului median preexistent.

Inversiunea de relief a antrenat într-o mişcare de basculare, spre centrul bazinului, întregul areal al şelfului românesc şi, astfel, în cadrul Orogenului Nord Dobrogean, s-a deschis depresiunea intramontană Histria, ca un paleogolf al Bazinului de Vest (fig. 3).

Depresiunea Histria s-a deschis, cel mai probabil, în Apţian superior-Albian şi era conturată spre ţărm de o paleopantă (Pragul Euxinic). După momentul extensional, care a provocat deschiderea sa, depresiunea a intrat într-o etapă transpresivă, provocată de deplasările blocurilor crustale, în lungul faliilor transcurente de pe teritoriul ei. Numai în acest mod se poate explica prezenţa micilor bazine sedimentare de tip *piggy back*, care s-au dezvoltat în Cretacicul superior şi Eocen. În intervalul Albian-Eocen, s-au format rezervoarele naturale care, în prezent, găzduiesc zăcămintele de hidrocarburi de la Sinoe, Lebăda Vest, Lebăda Est şi Pescăruş.

După o etapă distensională, care a avut loc la sfârşitul Eocenului superior, la începutul Oligocenului, Depresiunea Histria a intrat într-un regim compresiv, caracterizat de o subsidenţă tectonică remarcabilă. Trecerea de la regimul distensiv la cel compresiv, a generat inversiuni tectonice; o astfel de inversiune o constituie sectorul estic al structurii Lebăda Vest. Totodată, pe parcursul Oligocenului s-a produs şi o ridicare a substratului, pe marginea Depresiunii Histria, concomitent cu deplasarea axei subsidenţei, către interiorul acesteia. Ca urmare, rata sedimentării a depăşit rata

subsidenței și depresiunea s-a colmatat. Formarea depozitelor, în general pelitice, a avut loc în apele mării oligocene care, inițial, a avut caracter de mare deschisă numai în estul și nord-estul Depresiunii Histria. În centrul și nord-vestul acesteia, condițiile de mediu au fost caracteristice unui bazin închis restrictiv, de tip anoxic. Subsidența tectonică a fundamentului Depresiunii Histria a condus la o îngropare rapidă a sedimentelor, iar materia organică conținută a intrat într-un câmp geotermic adecvat maturizării ei. Ratele de încălzire a sedimentelor pelitice oligocene, cuprinse între 1÷5 °C/mil. ani, sunt caracteristice bazinelor sedimentare care conțin cele mai prolifice roci sursă. Începând cu finele Miocenului inferior, până în Actual, rocile sursă oligocene au generat și expulzat hidrocarburi care, în urma procesului de migrare, au fost puse în loc în capcanele ce aparțin rezervoarelor naturale din Eocen, Cretacic superior și Albian.

Este de remarcat că depozitele pelitice oligocene au avut un rol dublu: pe de o parte, formațiunile intrate în fereastra de generare și expulzare a hidrocarburilor, au evoluat în roci sursă de petrol, iar pe de altă parte, formațiunile superioare dezvoltate la scara întregii depresiuni, au constituit cuvertura ecran (de etanșare) pentru rezervoarele naturale subjacente.

Astfel, a luat naștere Sistemul petrolifer Histria, alcătuit din două subsisteme: 1) subsistemul de generare-expulzare al hidrocarburilor, definit de rocile sursă oligocene 2) subsistemul de migrație-acumulare, format din rezervoarele și capcanele, care aparțin Albianului, Cretacicului superior și Eocenului.

Deoarece prin analize geochimice de laborator s-a stabilit că țițeiul din zăcămintele Sinoe și Lebăda provine din bitumenul natural al rocilor sursă oligocene, Sistemul petrolifer Histria este un sistem identificat.

O tentativă de a contura cele mai probabile zone potențiale din cadrul Depresiunii Histria, care să conțină noi acumulări de hidrocarburi, se poate face apelând la figurile 39 și 40. Pe rama nordică a vetrei de generare și expulzare a petrolului, în rezervoarele din Cretacicul superior și Albian, pot fi interceptate noi colectoare de țiței, reprezentate prin depozite turbiditice, acumulate la baza Pragului Euxinic. În consecință, considerăm că la sud de sonda 40 Albatros, structura poate fi productivă.

Pe rama sudică a vetrei, existența unor noi acumulări de hidrocarburi este puțin probabilă deoarece temperatura indusă de corpurile magmatice identificate în lungul faliei Peceneaga-Camena, a îndepărtat hidrocarburile din zonă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ABSTRACT

The purpose of this study was to develop new mathematical models able to imitate as accurate as possible the formation and the expulsion of hydrocarbons from their originate rocks and, based on these, to establish the most appropriate method to determine the potential of petroleum system. In order to exemplify the ways of applying the above models, we chose the North Dobrogean Orogen. Our contribution was based on two main ideas.

The first was to develop new mathematical models able to determine the amounts of petroleum and gases generated, expulsed and delivered by the source rocks in a petroleum system. In order to describe as accurate as possible the realistic conditions of a petroleum system, the activating energies and frequency factors needed by the simulation, the models are stalled previously on the values resulting after the application of the geochemical mass balance on the samples taken from the derricks that had opened the geological formations containing the source rocks.

The second direction of the study, is a direct application and consists on the one hand of a database required to apply the above models and on the other hand is an evaluation of the potential of the petroleum system from Histria, hoping to define the main areas of interest. In this respect we may say that the Histria petroleum system is a system geochemical identified, composed from two subsystems: the first generates and expels hydrocarbons (defined by the source rocks) and the second is defined by migration and accumulation, being formed by the natural tanks and by the traps that belong to Albian, Upper Cretacic and Eocene. Although from these quantities a part was wasted during its secondary migration and degradation, the petroleum potential was more than enough in order to generate other hydrocarbons store, yet unexplored.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

RÉSUMÉ

Le but de cette étude est l'élaboration de nouveaux modèles mathématiques qui puissent simuler fidèlement la création et l'expulsion des hydrocarbures à partir des roches-source et établir la méthode la mieux adaptée pour le calcul du potentiel des systèmes pétrolifères.

Toutefois, pour exemplifier les différentes modalités d'application des modèles proposées, on a choisi en tant qu'étude d'application la Dépression Histria, située sur la Plate-forme continentale de la Mer Noire, en prolongation de l'Orogen Nord de Dobrogea. Ainsi, ce modeste contribution nous permettra de développer deux directions d'étude bien distinctes.

L'élaboration de certains modèles mathématiques, qui permettent l'évaluation quantitative du pétrole et des gazes naturelles, expulsées et libérées à partir des roches-source qui se trouvent dans un système pétrolier, représente notre première direction d'étude. Distinctement des modèles de simulation quantitative des hydrocarbures dégagées à partir des roches-source encadrées elles-mêmes dans un système pétrolier, le modèle proposé dans cette exposée tient compte de l'existence des réactions thermochimiques simultanées de production du pétrole et des gazes (à partir du kérogène réactif) et consécutives, exprimant la décomposition des gazes du pétrole déjà généré. Toutefois, pour une description de la simulation plus fidèlement que possible les situations réelles caractéristiques d'un certain système pétrolier, l'énergie d'activation ainsi que les facteurs de fréquence nécessaires à la simulation, se confondent au préalable, avec les valeurs qui résultent de la balance géochimique de masse réalisée sur des les échantillons prélevés à partir des sondes qui ont ouvert les formations géologiques porteuses de roches-source.

La seconde direction, qui consiste dans une étude d'application, a été prix en considération en tant que base de données nécessaire à la compréhension des modalités d'application des modèles de calcul élaborées, et ensuite s'est proposé d'évaluer le potentiel du Système pétrolier d'Histria, dans l'espoir de mieux contourner les plus probables zones d'intérêt. Dans ce sens, on peut affirmer que le Système pétrolier d'Histria est un système identifié du point de vue géochimique comprenant deux sous-systèmes: le premier, dit de génération-expulsion des hydrocarbures, qui tient des roches-source oligocènes, et le second, de migration-accumulation, constitué des réservoirs naturelles et piéges appartenant au Albian, au Crétacée Supérieur et au Eocène. Même si une partie de cette quantité est perdue au cours de la seconde migration ou par dégradation, le potentiel pétrolier est suffisant pour l'alimentation des autres accumulations d'hydrocarbures, encore pas relevées.

BCU IAȘI "ȘTEFAN CEL MARE" UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

ADAMIA SH. A., BELOV A. A., CHABUKIANI A. O., CHKHOTUA T. G., LORDKIPANIDZE M. B., SHAVISHVILI I. D. (1997), *Terrain description: The Caucasus*, Annales Géologiques des Pays Helléniques, le SERIE, T. XXXVII-1996-1997, Athènes, p. 537-560.

ADAMIA SH. A., GRAMKERLIDZE I. P., ZAKARIADZE G. S., LORDKIPANIDZE M. B. (1974), *Adjaro-Trialetsky progip i problema formirovaniya glubokovodnoi vpadiny Chernogo morya*, Geotektonika, 1, p. 78-94.

ALLEN G. P. & ALLEN P. A. (1990), *Basin Analysis*, Blackwell Publishires, London.

ANDRE P. & DUBOIS P. (1992), *Determining the petroleum potential of the offshore the Mediterranean Sea*, Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. elf-aquitaine, vol. 16., nr. 1, p. 1-8.

APOL'SKIY O. S. (1974), *O proiskhozhdenii vpodin Chernogo Morya i Yuzhnogo Kaspiya, Geotektonika*, no. 5, p. 94-97.

ARHIPOV I. V. (1986), *Unele probleme ale structurii şi evoluţiei Depresiunii Mării Negre în lumina datelor geologice privind cadrul structural al zonelor limitrofe*, traducere din Gheologhia i Razvedka, nr. 5, în Bul. IPPG 2-3, 1986, p. 186-204, Bucureşti.

BAJENOVA O. K. (1993), *Formarea petrolului la mică adâncime*, traducere din Gheologhia nefti i gaza, nr. 7/1990, p. 2-7, în IPPG 1-2, 1993, p. 132-142, Bucureşti.

BARKER C. (1974), *Pyrolysis for sorce-rock evaluation*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 58, p. 2349-2361.

BĂNCILĂ I., NEAGU TH., MUŢIU R., DRAGASTAN O. (1997), *Jurassic-Cretaceous stratigraphy and tectonic framework of the Romanian Black Sea offshore*, Rev. roum. Geologie, Tome 41, p. 65-76, Bucureşti.

BĂRBULICEANU NINA & ARSENE ŞTEFANIA (2000), *Stadii de evoluţie geochimică a rocilor sursă*, Revista Română de Petrol, Vol. 7/Nr. 2, aprilie-iunie, p. 9-18.

BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1977), *From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system*, Intern. Sympos. Struc. History Mediterr. Basins, Split, Ed. Techniq, Paris, p.47-72.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BLEAHU M. (1989), *Tectonica globală* (vol. II). Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

BLEAHU M. (1983), *Tectonica globală* (vol. I). Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

BUCHANAN J. G. & BUCHANAN P. G. (1992), *Basin Inversion*, Geological Society, London, Special Publication, **88**.

CAN E. & WATKINS J. S. (1998), *Structure and stratigraphy of the southwestern Black Sea margins, offshore Turkey*, 3rd International Conference on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black and Caspian Seas Area, 13-15 September, supplement to Geo-Eco-Marina 3, Romania, p. 80.

CEKUNOV A. V. (1987), *Problemele depresiunii Mării Negre*, traducere din Science, vol 235, martie 1987, în Bul. IPPG 2, 1987, p. 213-252, Bucureşti.

CHIŞCAN V. & DAMIAN A.(1996), *Observaţii privind evoluţia geologică a şelfului românesc al Mării Negre şi consecinţe*, St. cerc. GEOFIZICĂ, tomul 34, P. 21-46.

CLAYTON L. J. (1988), *Role of amount and type of organic matter in recognition of petroleum source rocks*, Petroleum aystems of the United States, U. S. Geological Survey Buletin 1870, p. 16-19, Whashinton.

CLAYTON, L. (1966), *Tectonic depressions along the Hope fault, a transcurrent fault in north Canterbury, New Zealand*, New Zealand Journal of Geology end Geophysics, v. 9, p. 95-104.

CLOETINGH S., SPADINI G., VAN WEES J. D., BEEKMAN F. (2003), *Thermo-mechanical modelling of Black Sea (de)formation*, ELSEVIER, Sedimentary Geology 156, p. 169-184.

COLLES G. P., MACKENZIE A. S., QUIGLEY T. M. (1986), *Calculation of petroleum masses generated and expelled fron source rocks*, Org. Geochem., 10, p. 2516-2521.

COOPER M.A. & WILLIAMS G. D. (1989), *Inversion Tectonics*, Geological Society, London, Special Publication, **44**.

DEMAISON G. J. & MOORE G. T. (1980), *Medii anoxice şi geneza stratelor sursă de petrol şi gaze*, traducere din AAPG Bulletin, vol. 64, nr. 8, 1980, în Bul. IPPG 1, 1987, vol. XVII, p. 144-205, Bucureşti.

DEMAISON G. & HUIZINGA B. J. (1991), *Clasificarea genetică a sistemelor petroliere*, traducere din AAPG Bulletin, vol. 75, nr. 10, octombrie, în Bul. IPPG 2, 1992, p. 213-252.

DERMAN A. SAMI (1998), *Development of Early Cretaceous graben system and its implication for the opening of the Black Sea*, 3rd International Conference on the

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black and Caspian Seas Area, Romania, 13-15 September, supplement to Geo-Eco-Marina 3, p. 63-64.

DEWEY J. F., PITMAN W. C. III, RYAN W. B., BONNIN J. (1973), *Plate tectonics and the evolution of the Alpine system*, Geol, Soc. Amer. Bull., v. 84, no 9, p. 3137-3180.

DILEK V., THY P., HAKER., GRUNDVIG S. (1999), *Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey)*, Implications for the Neotethys ocean, GSA Bulletin, v, 111, no. 8, p. 1192-1213.

DINU C., WONG H. K., ŢAMBREA D. (2002), *Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures*, Geology and tectonics of the Romanian Black Sea shelf and its hidrocarbon potential, Special volume nr. 2, p. 101-117.

DUNOIU DANIELA (1997), *Unele aspecte privind modelarea geologică 3-D pentru zăcămintele din sectorul românesc al Platformei Continentale a Mării Negre*, Revista Română de Petrol, Vol. 4, Nr. 5, p. 324-330.

EBNER F., NEUBAUER F., RANTITSCH G. (1997), *Alpine and pre-alpine terrains in the Alpine-Mediterranean mountain belts-a brief synthesis*, Annales géologiques des pays helléniques, 1ère série, T. XXXVII, 1996 – 1997, p. 561 – 573, Athènes.

EINSELE G. (1992), *Sedimentary Bassins Evolution*, Facies and Sediment Budget, Springer – Verlag, Berlin.

ESPITALIE J., LAPORTE J. L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P., PAULET J., BOUTFEN A. (1977), *Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution*. Rev. Inst. Franc. Pétrole, vol. 32, nr. 1, p 23-42, Paris.

ESPITALIE J., MARQUIS F., BARSONY I. (1984), *Geochemical logging*, Rev. Inst. Franc. Pétrole.

ESPITALIE J., DEROO G., MARQUIS F. (1986), *La pyrolyse Rock-Eval et ses applications*, vol. 40, nr. 5, p. 563-564, Paris.

GŐRUR N., OKAY A. I., ŞENGÖR A. M. C., TŰYSŰZ O., YIĞITBAŞ E., SAKINC M., AKKÖK R. (1996), *Paleogeographic and tectonic position of the carboniferous rocks of the Westren Pontides*, Rev. Roum. Geologie, Tome 39-4, p. 195-205, 1995-1996, Bucureşti.

GŐRUR N. (1988), *Timming of opening of the Black Sea Basin*, Tectonophysics, 147, p. 247.

GRASU C. (1997), *Geologie structurală*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

GRĂDINARU E. (1981), *Rocile sedimentare şi vulcanitele acide şi bazice ale Jurasicului superior (Oxfordian) din zona Camena (Dobrogea de Nord)*, An. Univ. Buc., XXX, p. 89-110.

GRĂDINARU E. (1984), *Jurassic rocks of North Dobrogea. A depositional–tectonic approach*, Rev. Roun. Géol., Géofiz., Géogr., Géologie, Bull., 28, p. 61-72.

GRĂDINARU E. (1988), *Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cîrjelari-Camena outcrop belt; evidence for a transtensile regime of the Peceneaga-Camena Fault*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, T. 33, p. 97-121.

HANT J. M., LEWAN M. D., HENNET J. C. (1991), *Modeling Oil Generation with Time-Temperature Index Graphs on the Arrhenius Equation, AAPG Bulletin*, V. 75, No. 4, p. 795.

HOOD A., GUTJAHR C. C. M., HEACOCK R. L. (1975), *Organic metamorphism and the generation of petroleum*, AAPG Bulletin, 59, p. 986-996.

IONESCU G. (1997), *Subsidenţa Bazinului Histria*, Simpozion PETROMAR R. A., octombrie-1997.

IONESCU G., SISMAN MARIA, CATARAIANI RODICA (2002), *Source and reservoir rocks trapping mechanisms on the Romanian Black Sea shelf*, Geology and tectonics of the Romanian Black Sea shelf and its hidrocarbon potential, Special volume nr. 2, p. 67-83.

IONESI L. (1994), *Geologia unităţilor de platformă şi a Orogenului Nord Dobrogean*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

KARWIL J. (1956), *Die Metamorphose der Kholen vom Standpunkt dre physikalischen Chemie*, Z. dtsch. geol. Ges., 107, p. 132-138.

KARWIL J. (1975), *The determination of paleotemperatures from the optical reflectance of coaly particules in sediments*, in Alpern B., Pétrographie organique et Potentiel pétrolier, p. 195-203.

KLEMME H. D. & ULMISHEK G. F. (1991), *Effective petroleum surce rocks of the world: stratigraphicdistribution and controlling depositional factors*, AAPG Bulletin, 75, p. 1809-1851.

KITCHKA ALEXANDER (1998), *The NW Black Sea shelf: problems of its tectonic evolution and petroleum exploration*, 3rd International Conference on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black and Caspian Seas Area, Romania, 13-15 September, supplement to Geo-Eco-Marina 3, p. 81-82.

LEU M., CRISTEA I. & ŞINDILAR V. (1998), *Contribuţii stratigrafice la cunoaşterea depozitelor paleogene din Platforma Continentală Românească a Mării Negre, pe baza nannoplanctonului calcaros*, Revista Română de Petrol, vol. 5, nr. 1, p. 4-13.

BCU "ŞTIINŢĂ" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LEWAN M. D., COMER J. B., HAMILTON-SMITH T., HASENMUELLER N. R., GUTHRIE J. M., HATCH J. R., GAUTIER D. L., FRANKIE W. T. (1995), *Feasibility Study of Material-Balance Assessment of Petroleum from the New Albany Shale in the Illinois Basin*, U. S. Geological Survey Bulletun 2137, Washington.

LOPATIN N. V. (1971), *Temperature and geologic time as factors in calification* (in Russian), Akd. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol., nr. 3, p. 95-106.

MACKENZIE A. S. & QUIGLEY T. M. (1988), *Principles of Geochemical Prospect Appraisal*, AAPG Bulletin, V. 72, No. 4, p. 399-415.

MAGOON L. B. (1988), *The petroleum sistem – a classification scheme for research, exploration and resource assessment*, in L B. Magoon, ed., Petroleumsystems of the United States: U.S. Geological Survey Bulletin 1870, p. 2-15.

MAREŞ THEODORA, ANDREI ALEXANDRA, BĂRBULICEANU NINA, RĂŞCHITOR GABRIELA (1997), *Cromatografia FID ca metodă de studiu în explorarea de petrol*, Simpozion PETROM R.A., 2-3 octombrie, p. 133-142.

McCLAY K. R. & BUCHANAN P. G. (1992), *Thrust faults in inverted extensional basin*, Thrust Tectonics (McClay K. R. editor), Chapman and Hall.

MOROŞANU I. (1996), *Tectonic setting of the Romanian offshore area at the pre-Albian level*, Wessely, G & Liebl, W. (eds), 1996, Oil and Gaz in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Special Publication No 5, p. 315-323.

MOROŞANU I. & SAVA C. (1998), *Geological framework of the Romanian Black Sea shelf by the integration of seismic interpretation with gravity and magnetic 2-D modeling*, 3rd International Conference on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black and Caspian Seas Area, Romania, 13-15 September, supplement to Geo-Eco-Marina 3, p. 168-174.

MOROŞANU I. (2000), *Inverted structure types of the romanian offshore-Black Sea*, Bucharest International Geophysical Conference & Exposition, 10-14 april, 2000, Bucharest, Romania, Conference Volum, p. 374-377.

MUTIHAC V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

NACHEV K. I. (1995), *Sedimentology and paleogeodynamics of the Sredna Gora Trough in Bulgaria*, Geol. Sc. Greece, Sp. Publ., No. 4, 1995, p. 361-366, Proceedings of the Carpatho-Balcan Geological Association, September 1995, Athens Greece.

NEGUŢ A., DINU C., LUŢAC D. (1995), *Faciesuri de tip „channel-fill" identificate pe baza diagrafiei geofizice, cu exemplificări pe structurile Lebăda şi Sinoe (şelful Mării Negre)*, St. cerc. GEOFIZICĂ, tom 33, Bucureşti, p. 69-75.

BCU / CENTRU DE WEB STUDY LIBRARY

NEPROCHNOV Y. P. & ROSS A. DAVID (1975), *Black Sea geophysical Framework*, D.S.D.P. XLII, part. 2.

NEWENDORP P. D. (1975), *Decision Analysis for Petroleum Exploration*, Tusla.

NIKISHIN A. M., KOROTAEV M. V., ERSHOV A. V., BRUNET MARIE-FRANCOISE, (2003), *The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling*, ELSEVIER, Sedimentary Geology 156, p. 149-168.

NIKISHIN A. M., BRUNET MARIE-FRANCOISE, CLOETINGH S., ERSHOV A. (1997), *Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformations: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tian-Shan*, C.R. Acad. Sci. Paris, t. 324, seria II a, p. 49-57.

OKAY A. I., ŞENGÖR A. M. C., GÖRUR N.(1994), *The Black Sea: Kinematic history of opening and its effect on the surrounding regions, Geology*, 22, p. 267-270.

ÖZDEN S., POISSON A., ÖZTÜRK A., BELLIER J. P., BLONDEAU A., WERNLI R. (1998), *Tectonostratigraphic relationships between the North Anatolian Thrust zone (NATZ), and the Kirsehir Massif to the north of Sivas (Turkey)*, C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, Earth & Planetary Sciences, tom 327, p. 705 – 711.

PAPANIKOLAOU D. J. (1997), *The tectostratigraphic terrains of the Hellenides*, Annales géologiques des pays helléniques, 1ère série, T. XXXVII, 1996 – 1997, p. 495 – 514, Athènes.

PĂTRUŢ I., DĂNEŢ TH., RODINA V., COSTEA I. (1985). *Cercetări complexe asupra formaţiunilor geologice din Platforma continentală românească a Mării Negre traversate prin foraje şi elaborarea pe această cale a programului de explorare în continuare*, ICPPG Câmpina, Secţia Cercetare Bucureşti, în arhiva IFESM Petromar, Constanţa.

PĂTRUŢ I. şi alţi 16 autori (1972), *Studiul geologic complex al Platformei Continentale a Mării Negre*, tema 307, MMPG, Grup Secţii Cercetare Bucureşti.

PÂRVU I. & CĂTUNEANU O. (1989), *Mecanisme posibile pentru geneza Bazinului Euxinic*, St. Cerc. Geol., 34, Ed. Acad, Bucureşti.

PELET R. (1985), *Sédimentation et évolution géologique de la matière organique*, Bull. Soc. Geol. France, (8), t. I, nr. 7, p. 1075-1086.

PEPPER A. S. & CORVI P. (1995/a), *Simple kinetic models of petroleum formation, Part I: oil and gas generation from kerogen*, Marine and Petroleum Geology, vol. 12, no. 3, p. 291-319.

PEPPER A. S. & CORVI P. (1995/b), *Simple kinetic models of petroleum formation, Part III: Modelling an open system*, Marine and Petroleum Geology, vol. 12, no. 4, p. 417-452.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

PEPPER A. S. & DODD T. A. (1995), *Simple kinetic models of petroleum formation*, Part II: oil/gas cracking, Marine and Petroleum Geology, vol. 12, no. 3, p. 321-340.

POLUKHTOVICH M. BOGDAN, SAMARSKA V. OLENA, TARKOVSKY Y. VLADISLAV (1998), *Deep structures of Ukrainian section of the Black Sea and adjacent lands from a plate tectonics perspective*, 3rd International Conference on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black and Caspian Seas Area, Romania, 13-15 September, supplement to Geo-Eco-Marina 3, p. 66-67.

POPOV P. N. (1988), *Tectonica riftului cretacic Banat-Srednegora*, traducere din Gheotectktonica, nr. 2/1987, în Bul. IPPG -1987, vol. XVIII, p. 94-107, Bucureşti.

READING H. G. (1980), *Caracteristics and recognition of strike-slip fault sistem*, în Edit. Balance P. F. & Reading H., „Sedimentation in oblique-slip mobil zone". Intern. Assoc. Sediment, Spec. Publ. No. 4, p. 7-28.

REED D. J. (1991), *Geochemistry of oils and sediments from the Black Sea, offshore România*, Arco International Oil and Gaz Company, Arhiva S.C. Prospecţiuni S.A.

ROBINSON A., SPADINI G., CLOETINGH S., RUDAT J. (1995), *Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling*, Marine and Petroleum Geology, vol. 12, no. 8, p. 821-835.

ROBINSON A. G., RUDAT J. H., BANKS C. J., WILE R. L. F. (1996), *Petroleum geology of the Black Sea*, Marine end Petroleum Geology, 13, p. 195-223.

ROMANESCU GH. (1997), *Oceanografie*, Universitatea „Ştefan cel Mare", Suceava.

ROUCHET J. (1980), *Le programme Diagen, deux procédures pour apprécier l'évolution chimique de la matière organique*, Bull. Centres Rech. Explor, Prod. Elf-Aqquitine, vol. 4, nr. 2, p. 813-831.

SAVU H. (1998), *Origin and evolution of a Carpathian Triple Junction*, Analele Universităţii Bucureşti, Geologie, anul XLVII, extras.

SĂNDULESCU M. (1984), *Geotectonica României*, Ed. Tehinică, Bucureşti.

SĂNDULESCU MIRCEA & VISARION MARIUS (2000), *Crustal structure and evolution of the Carpathians-western Black Sea area*, Bucharest International Geophysical Conference & Exposition, 10-14 april, 2000, Bucharest, Romania, Conference Volum, p. 228-231.

SCRUTON R. A. (1979), *On sheared passive continental margins*, Tectonophys, v. 59, no 1-4, p. 293-306.

SEGHEDI I. & SZAKACS A. (1994), *A model for Mesozoic volcanism and tectonic evolution in North Dobrugea*, Romania. St. cerc. geologie, t 39, p. 21 – 34, Bucureşti.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SOLOGUB V. B. & CEKUNOV .A. V. (1985), *Prinţipialnâe cert stroenia litosferâ Ucainâ*, Gofiz. Jurnal, t. 7, 6, p. 43-54.

SPADNI G., ROBINSON A. G. & CLOETHINGH S. A. P.L. (1997), *Thermomechanical modeling of Black Sea formation, subsidence and sedimentation*, Robinson A.G. ed., Regional and petroleum geology of Black Sea and surrounding region, A.A.P.G. Memoir 68, p. 19-38.

SPENCER W. E. (1988), *Introduction to the structure of the Earth*, Third Edition, Mc Graw-Hill, New York.

STĂNESCU V. (1993), *Zăcăminte de petrol*, partea a II-a (Ontogenia petrolului), Universitatea Bucureşti.

ŞARAMET R. M. (2001), *Contribuţii la perfecţionarea metodelor de evaluare în condiţii de incertitudine a zonelor potenţiale şi a acumulărilor noi de hidrocarburi*, Universitatea „Petrol-Gaze"-Ploieşti, teză de doctorat.

ŞENGÖR A. M. C., YILMAZ Y., SUNGURLU O. (1984), *Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., p. 77-112.

ŞENGÖR A. M. C.(1998). *Die Tethys*: Vor hunder Jahren und heute, Tethys, 89. Wien.

ŞINDILAR V. D. & COSTEA I. (1997), *Problemele stratigrafice şi tectonice ridicate de forajul 1 Ovidiu*, Simpozion PETROM R. A., 2-3 octombrie, 1997.

TISSOT B. & ESPITALIE J. (1975), *L'évolution thermique da la matière organique des sédiments: application d'une simulation mathématique*, Rev. Inst. Franc. Pétrole, vol. 30, p. 743-777.

TUGOLESOV D. A. & 11 autori (1985), *Tectonics of the Mesozoic deposits of the Black Sea Depression*, Nedra, Moscow.

VISARION M. & NEAGA V. (1997), *Cercetări sinergetice geologice şi geofizice pe aria Platformei Scitice*, St. cerc. GEOFIZICĂ, tomul 35, p. 61-79, Bucureşti.

VISARION M., SĂNDULESCU M., ROŞCA M., STĂNICĂ D., ATANASIU LIGIA (1990), *La Dobrogea dans le cadre de l'avant-pays carpatique*, Rev. roum. géophysique, 34, Bucureşti, p. 50 - 65.

VOLOVIK V. T., GAVRIŞ V. K., NEAGA V. I., ROMANOV L. F., HARECIKO V. G. (1988), *Particularităţile structurii geologice şi perspectivele petrogazeifere ale părţii de nord-vest a regiunii pre-Mării Negre*, traducere din Gheologhiceski Jurnal, nr, 2, 1988, în Bul. IPPG 2-3, 1988, p. 182-200, Bucureşti.

VALTERS C. C. & ENRICO R. J. (1993), *Source Rock Characterization Of Cutting From For Wells, Babadag Basin*, Romania, Arhiva S.C. Prospecţiuni S.A.

BUCHAREST TECHNICAL UNIVERSITY LIBRARY

VASILIU D. GEORGE (1932), *Viaţa în Marea Neagră*, Buletinul de Informaţii al Societăţii Naturaliştilor din România, anul I, Nr. 1, Bucureşti, p. 19-22.

WAPLES D. W. (1985), *Geochemistry in petroleum exploration*, International Human Resource Development Corporation, Boston.

WAPLES D. W. (1980), *Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration*, The American Association of Petroleum Geologists Buletin, vol. 64, nr.6, p. 916-926.

WAPLES D. W., SUIZU M., KAMATA H. (1992/a), *The Art of Maturity Modeling. Part 1: finding a satisfactory geologic model*, AAPG Bulletin, v. 76, p. 31-46.

WAPLES D. W., SUIZU M., KAMATA H. (1992/b), *The Art of Maturity Modeling. Part 2: Alternative Models and Sensitivity Analysis*, AAPG Bulletin, v. 76, n. 1, p. 47-66.

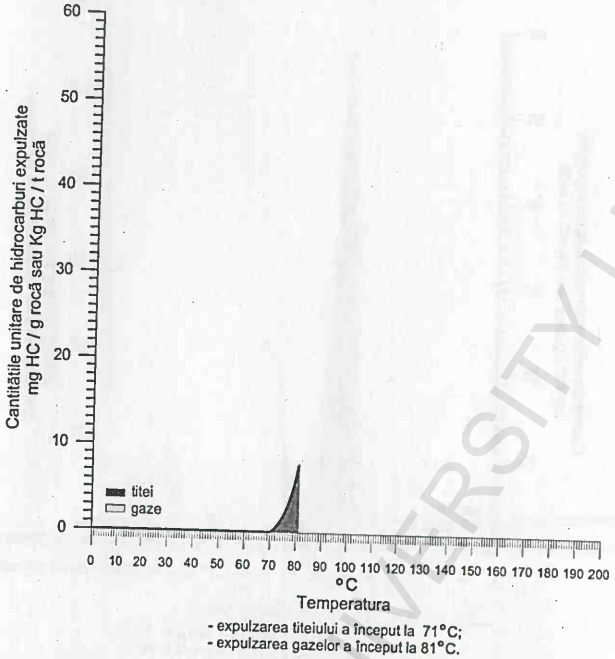
BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

NR. PROBĂ	SONDA	AD.	TOC	S_1	S_2	S_3	T_{MAX}	GP	HI	SURSA
1	75 Cobălcescu	3995,5	1,87	0,27	4,29	0,39	440	4,56	229	Entreprise Oil Ltd.
2		3497,0	2,27	0,50	3,93	1,86	435	4,43	173	
3	816 Lebăda Vest	2215,0	3,93	0,71	22,12	0,27	435	22,83	563	Jackie D. Reed (1991)
4	817 Lebăda Vest	2067,0	1,31	0,09	1,31	1,02	435	1,40	100	Exxon
5	813 Lebăda Vest	1702,5	0,82	0,07	0,43	2,85	421	0,50	52	Walters & Enrico (1993)
6		1302,5	1,66	0,24	2,91	3,56	429	3,15	175	
7		1227,5	1,28	0,20	2,46	2,97	427	2,66	192	
8		1082,5	1,60	0,18	1,80	2,67	428	1,98	113	
9		952,5	1,38	0,20	1,07	3,18	422	1,27	78	
10	31 Sinoe	1342,5	1,37	0,11	1,16	1,84	421	1,27	85	
11		1202,5	1,07	0,08	0,53	1,59	420	0,61	50	
12		1087,5	1,03	0,15	0,77	2,36	421	0,92	75	
13		922,5	1,85	0,15	1,23	3,97	422	1,38	66	
14		812,5	1,16	0,18	0,44	1,97	411	0,62	38	
15	40 Albatros	3327,5	0,86	0,09	0,52	0,66	421	0,61	60	
16		3242,5	0,89	0,11	0,81	0,94	424	0,92	91	
17		3157,5	1,26	0,09	0,58	1,41	419	0,67	46	
18		3087,5	1,17	0,17	1,23	1,59	422	1,40	105	
19	10 Tomis	1897,5	1,16	0,10	0,83	1,36	426	1,06	72	
20		1832,5	1,49	0,09	1,17	1,85	432	1,26	79	
21		1722,5	1,17	0,09	0,97	2,58	428	1,06	83	
22		1487,5	0,95	0,11	1,19	2,26	435	1,30	125	

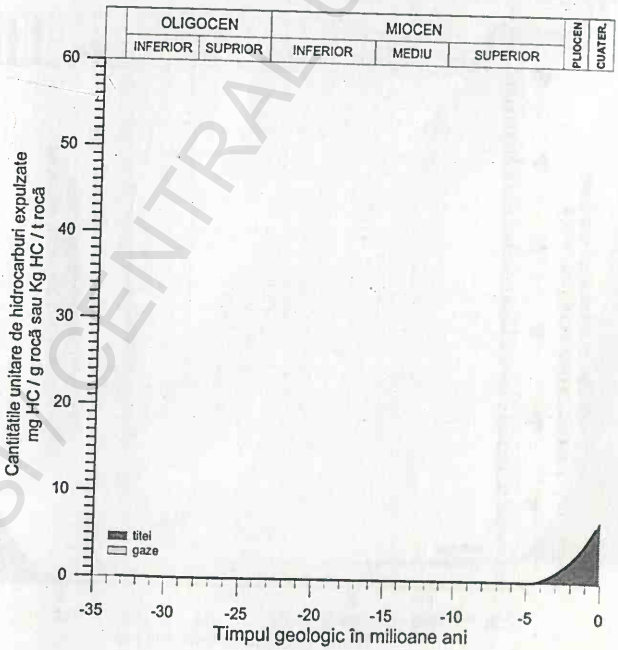
AD=adâncimea, în m; TOC = conținutul în carbon organic total, în g OC/g rocă; S_1, S_2 în mg HC/g rocă; S_3 în mg CO_2/g rocă; T_{max}, în °C; GP=S_1+S_2, în mg HC/g rocă; HI=S_2/TOC, în mg HC/g OC.

Anexa 1. Rezultatele analizelor prin combustie și piroliză, excutate pe probele extrase din formațiunile oligocene.

BCU IAȘI

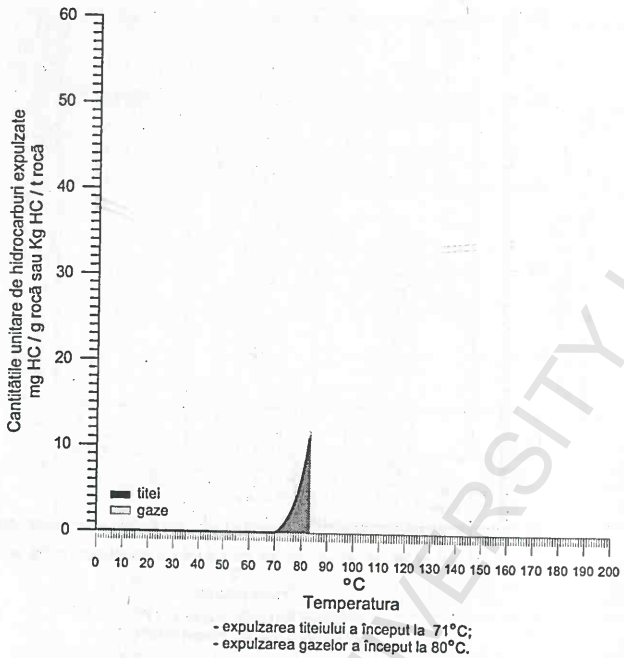


Locația 1 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

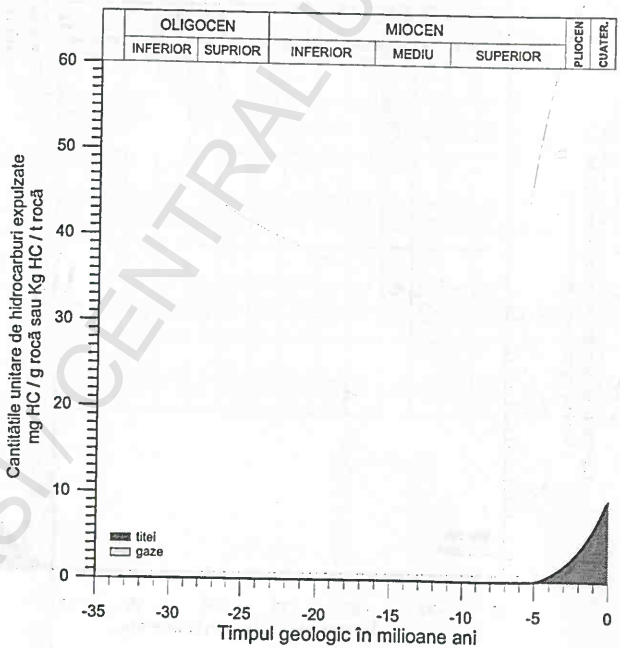


Locația 1 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

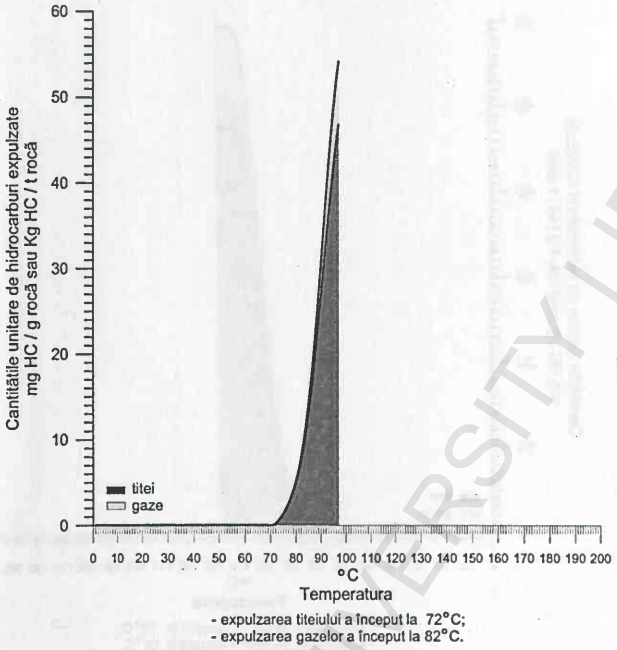


Locația 2 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

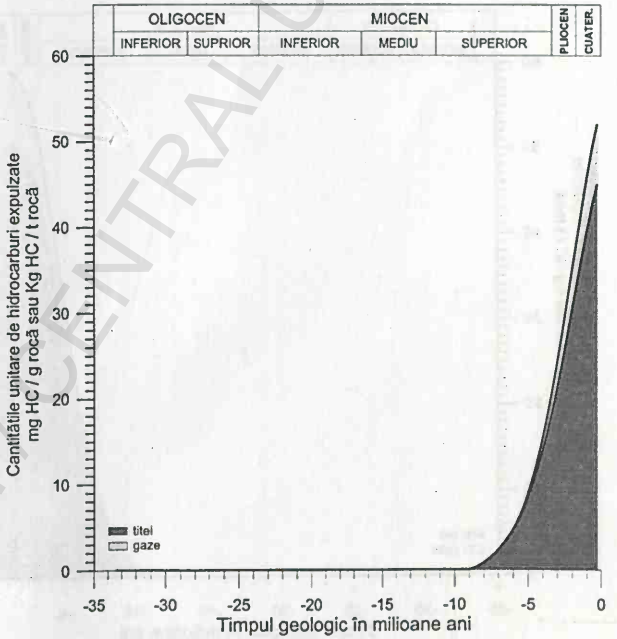


Locația 2 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



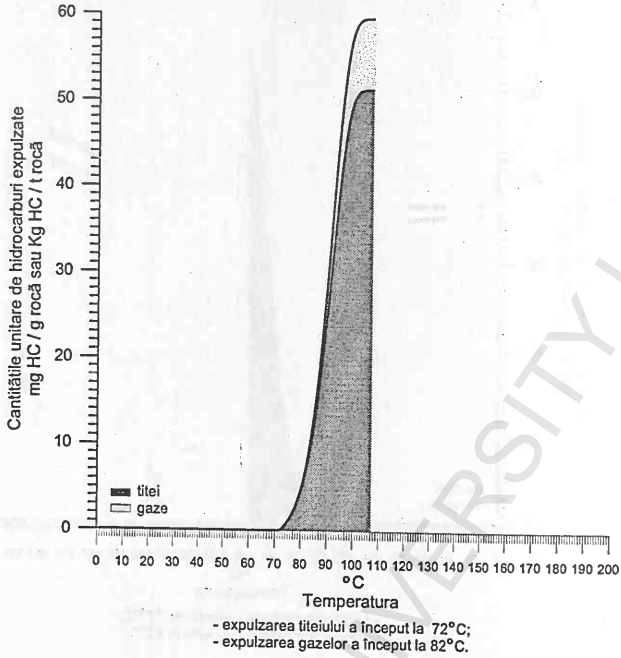
Locația 3 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.



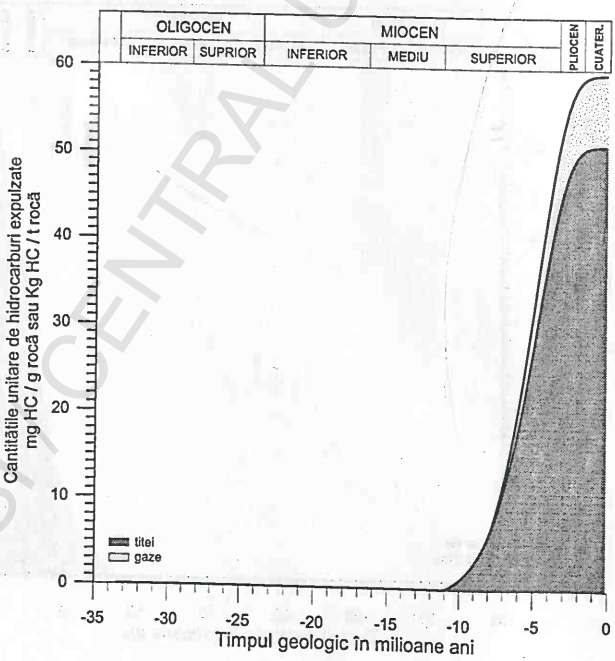
Locația 3 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

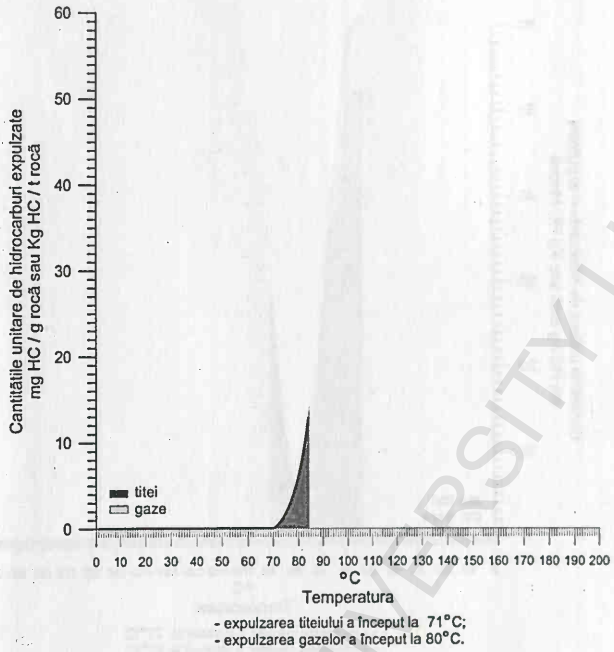


Locația 4 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

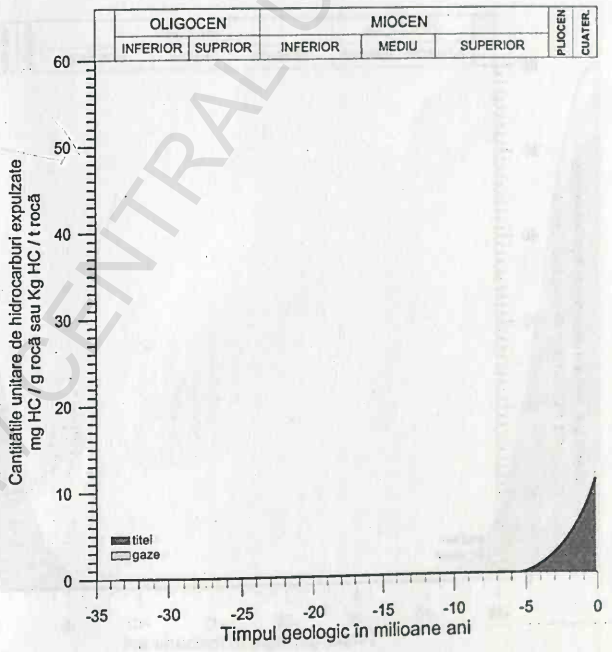


Locația 4 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

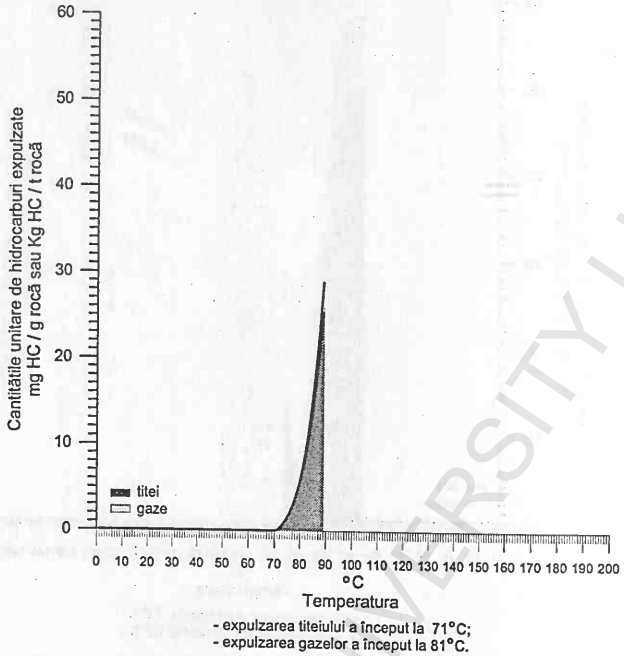


Locația 5 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

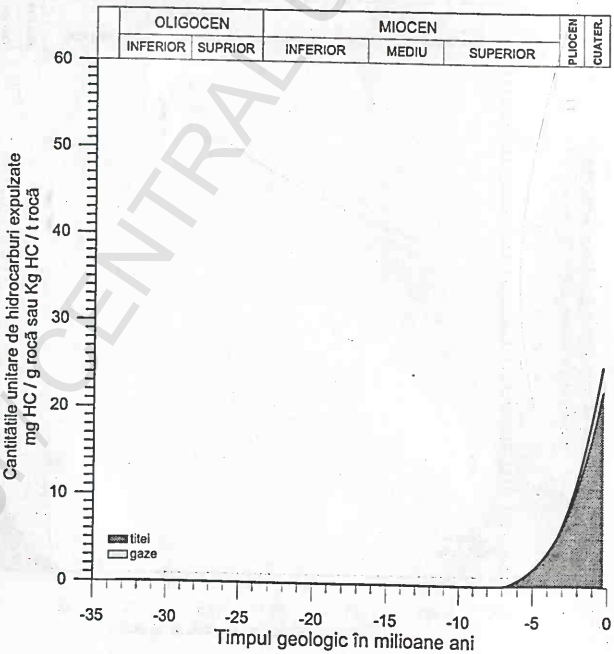


Locația 5 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

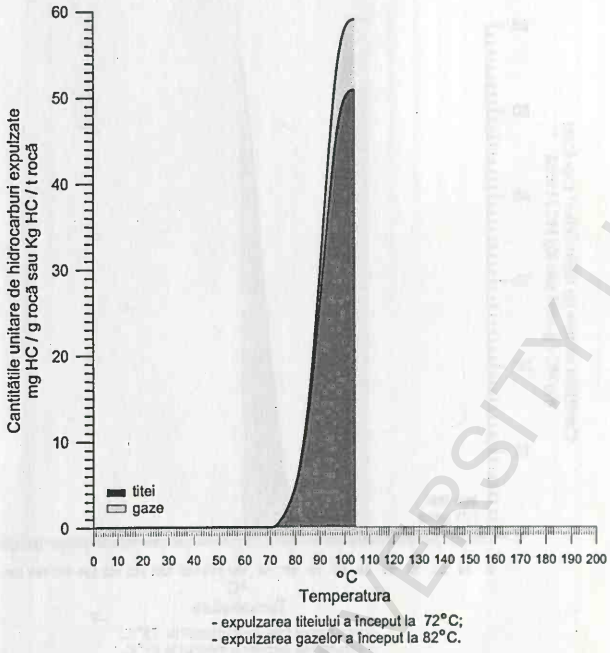


Locația 6 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

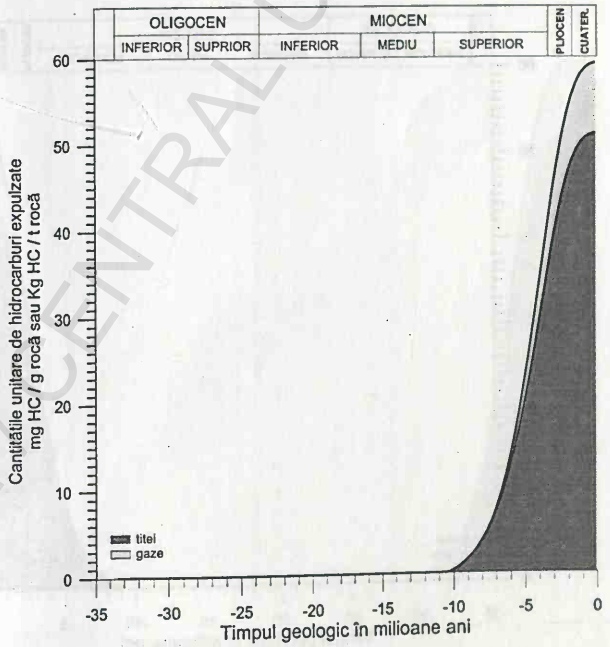


Locația 6 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

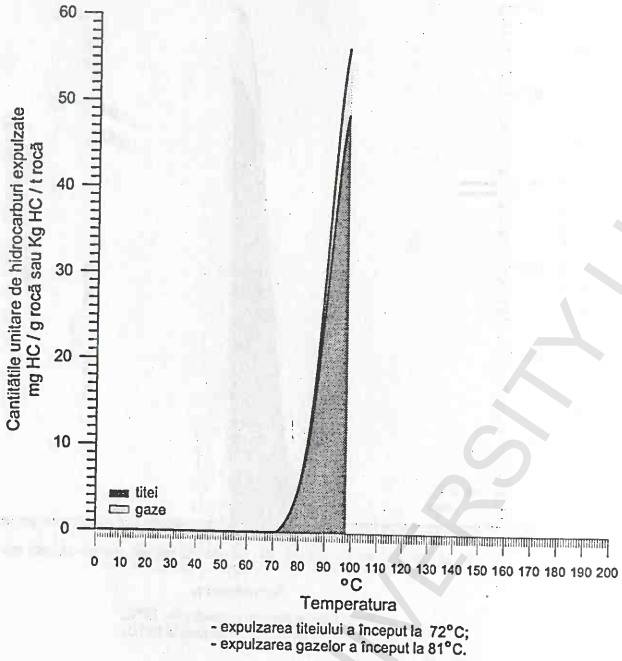


Locația 7 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

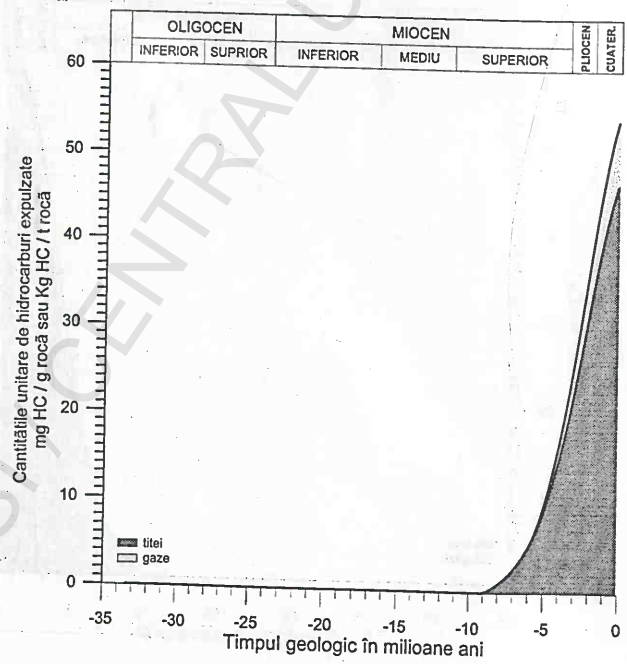


Locația 7 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

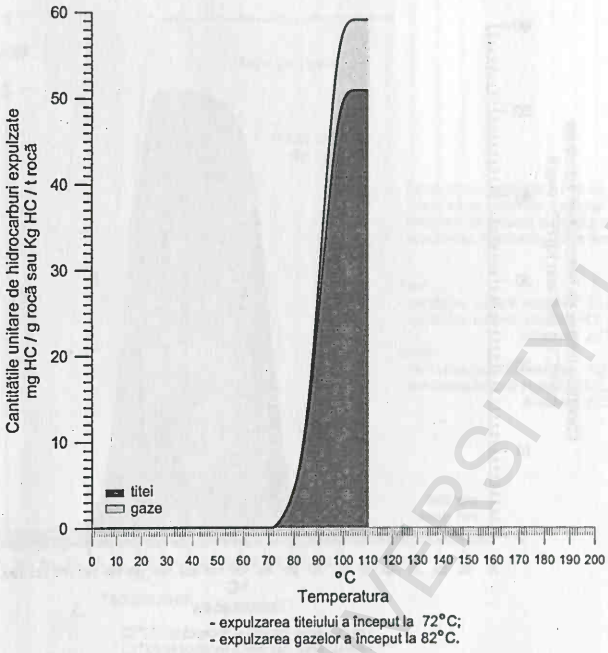


Locația 8 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

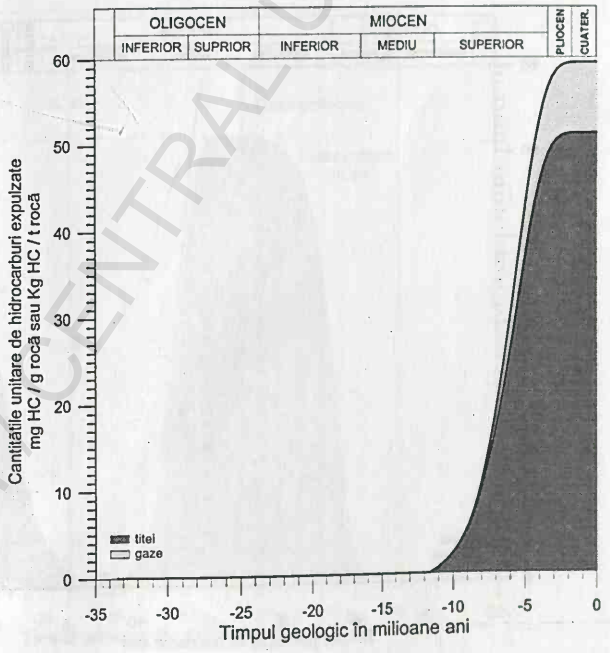


Locația 8 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

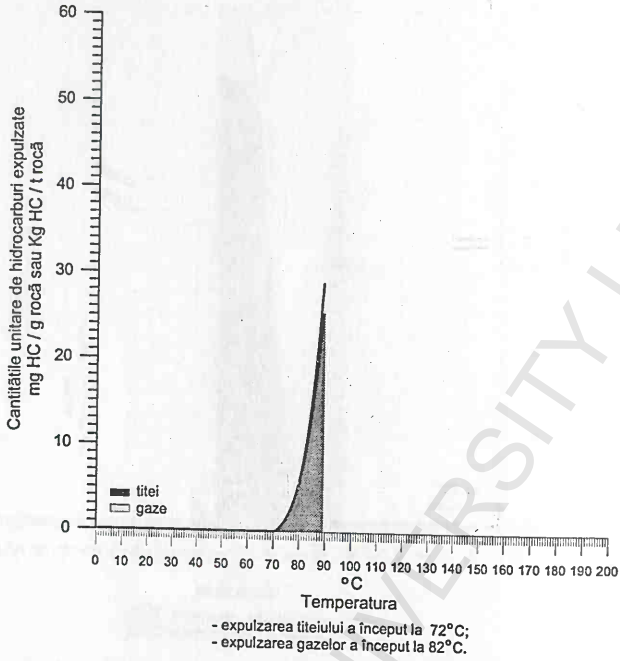


Locația 9 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

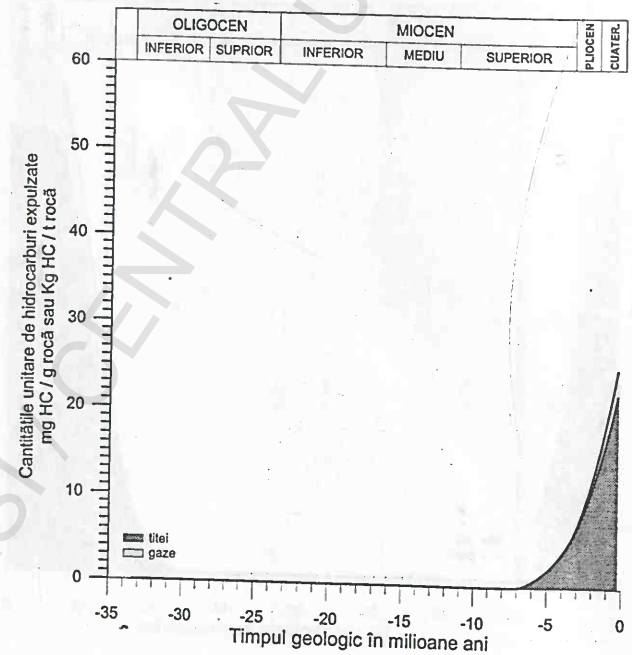


Locația 9 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

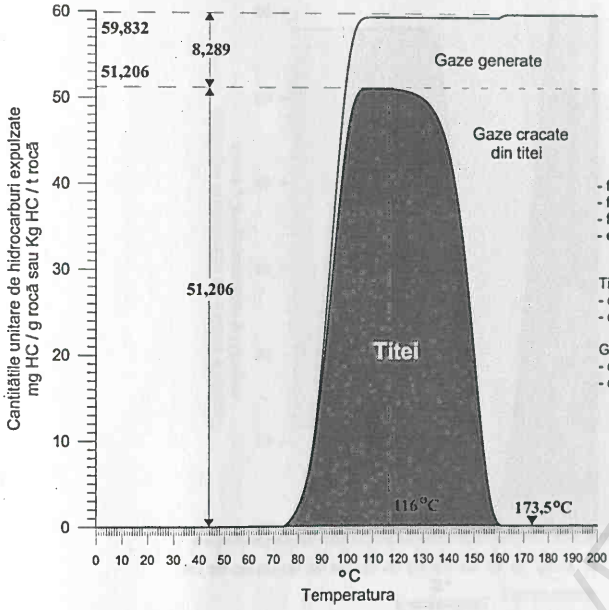


Locația 10 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.



Locația 10 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IAȘI CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

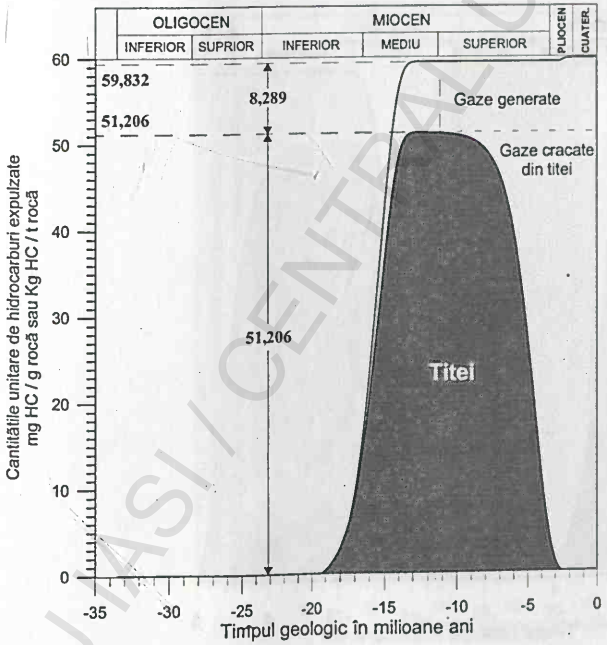


- fereastra de generare a titeiului 66 - 122°C;
- fereastra de generare a gazelor 75 - 119°C;
- fereastra de cracare a gazelor din titeiul generat 124 - 176°C;
- expulzarea hidrocarburilor a început la 75°C.

Titei:
- cantitatea unitară maximă Ct,ex = 51,206 mg HC/ g rocă
- cantitatea unitară pierdută Ct, p = 51,206 mg HC/g rocă
  diferența ΔCt = 0,000 mg Hc/g rocă

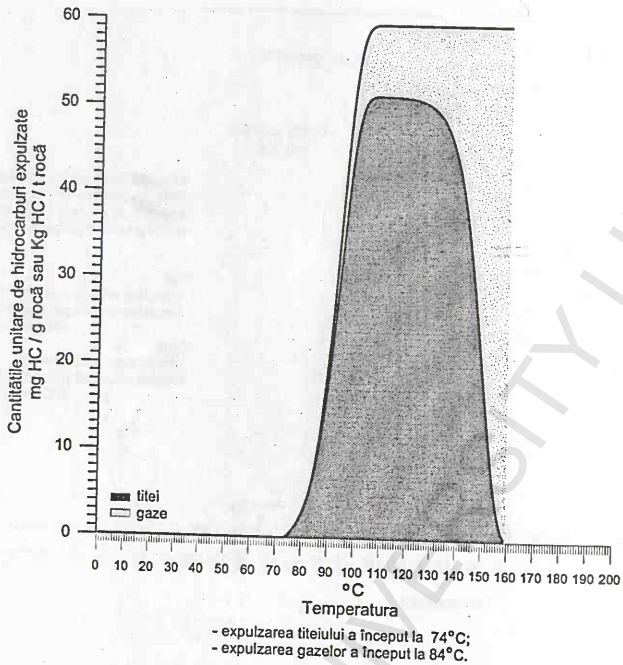
Gaze:
- cantitatea unitară maximă Cg,ex = 59,832 mg HC/g rocă
- cantitatea unitară pierdută Cg,p = 8,425 mg HC/G rocă
  diferența ΔCg = 51,407 mg HC/g rocă

Locația 11 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

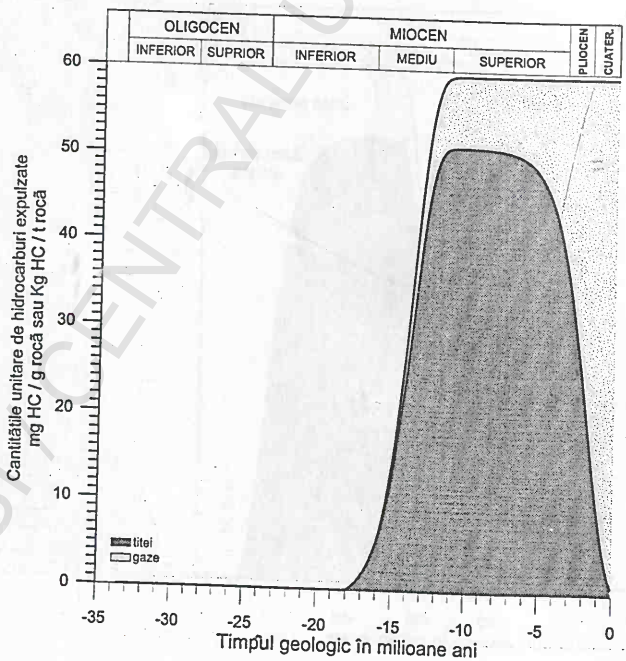


Locația 11 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din focile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

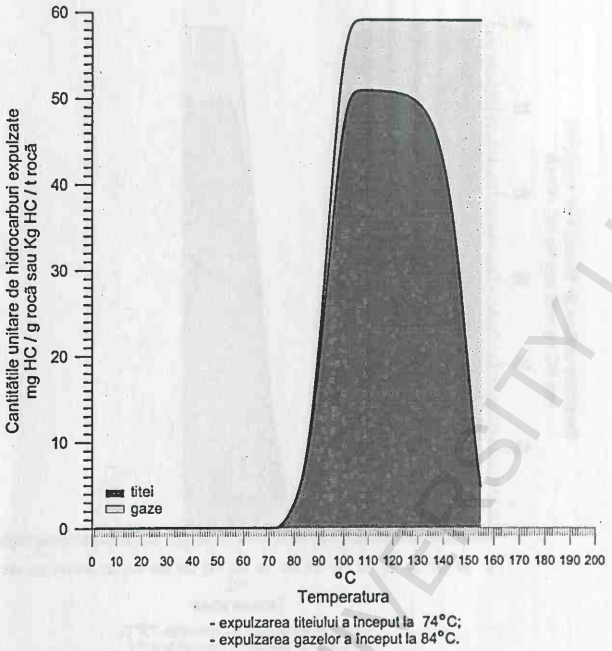


Locația 12 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

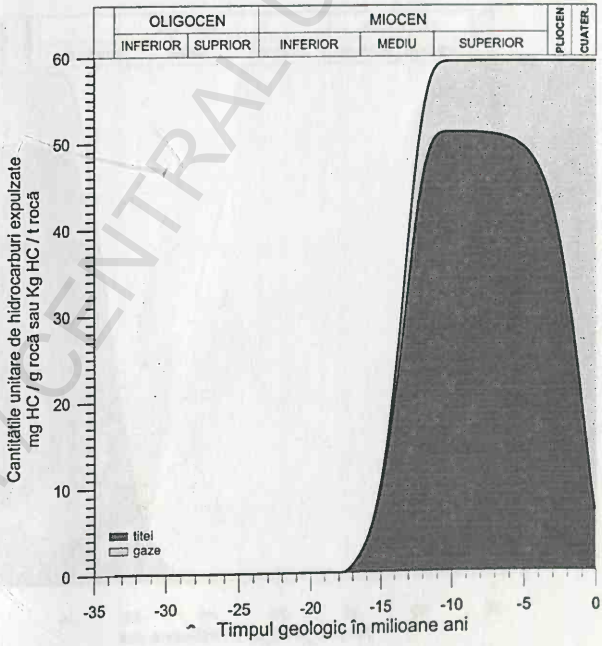


Locația 12 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

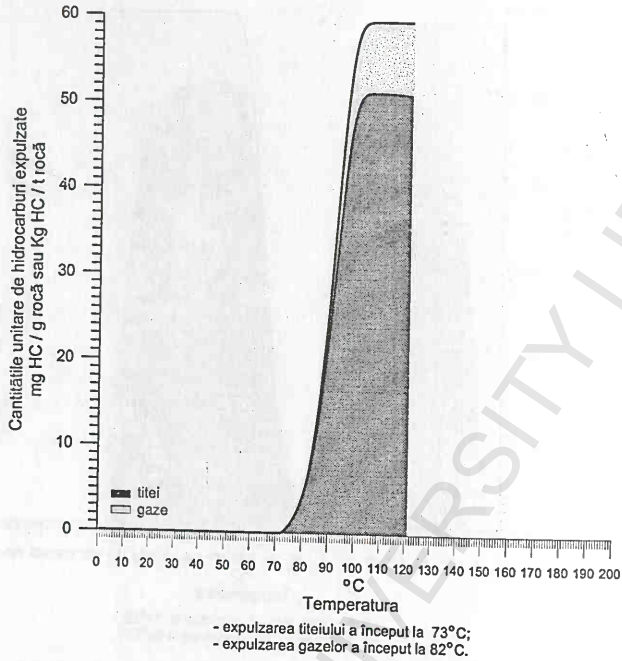


Locația 13 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

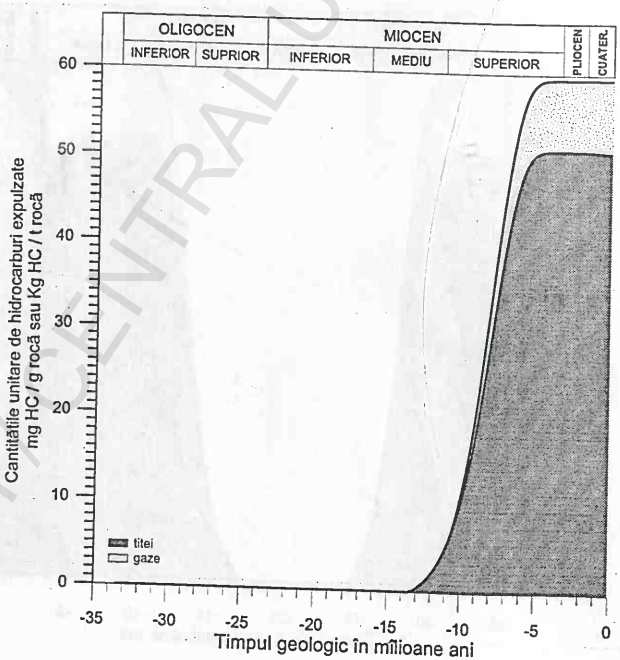


Locația 13 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

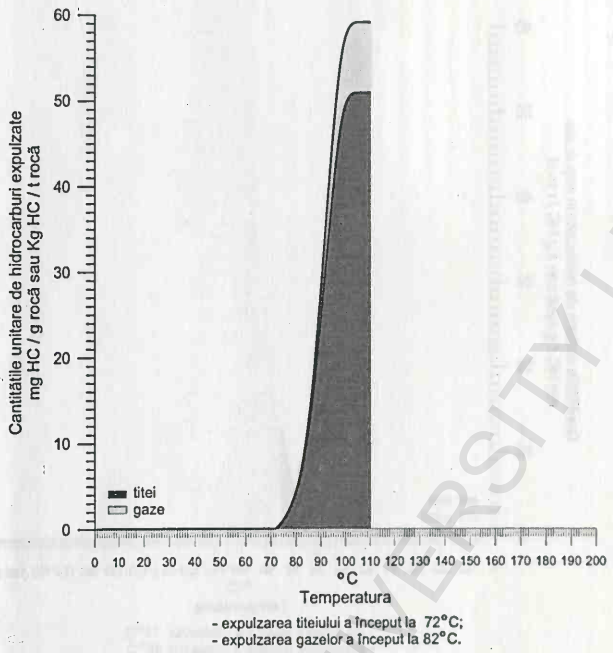


Locația 14 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

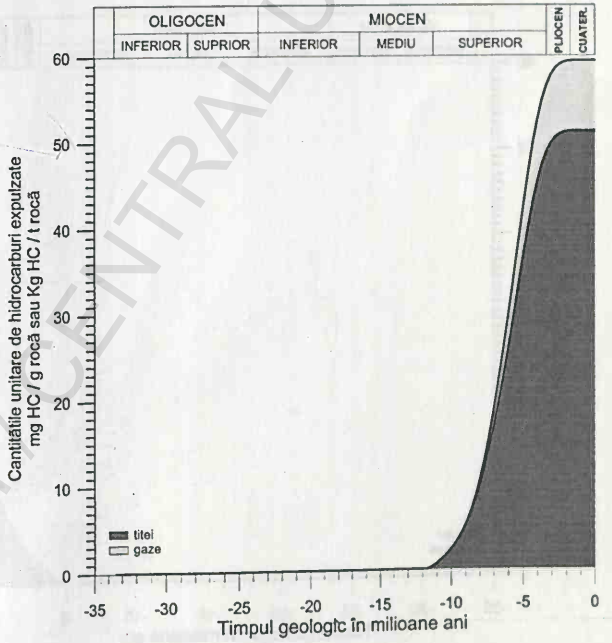


Locația 14 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

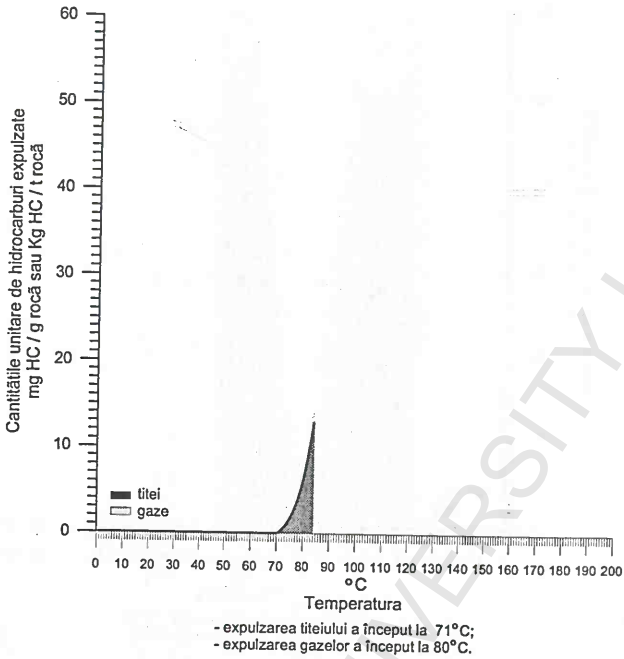


Locația 15 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

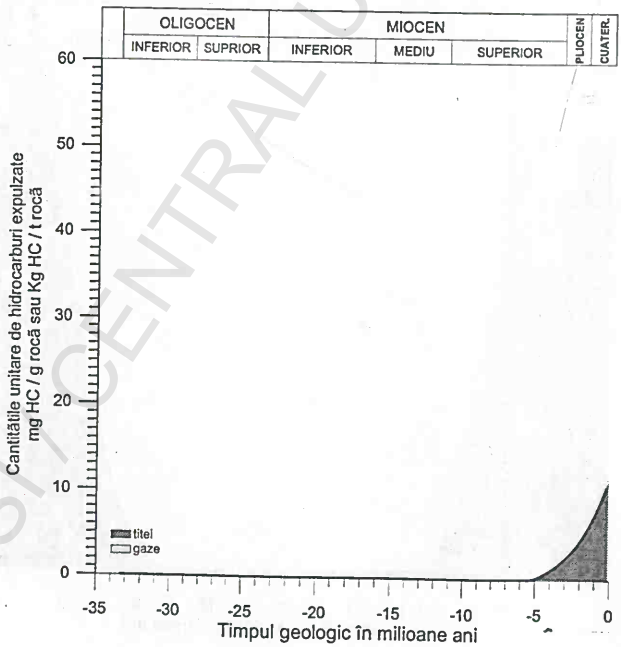


Locația 15 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

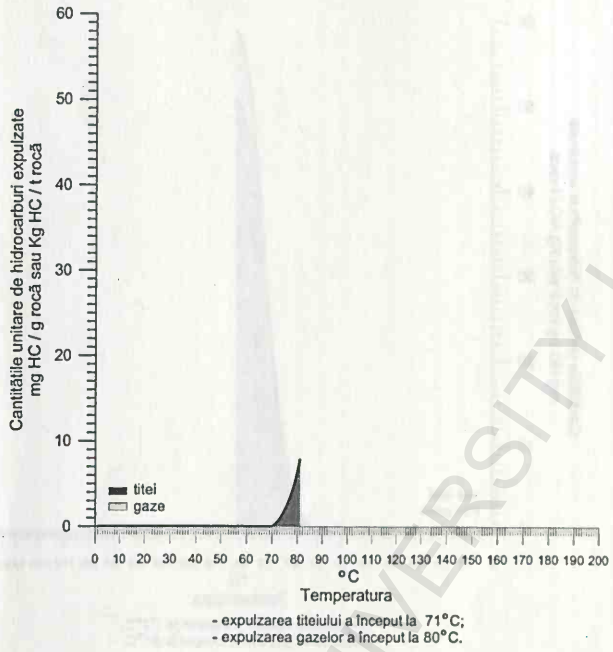


Locația 16 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

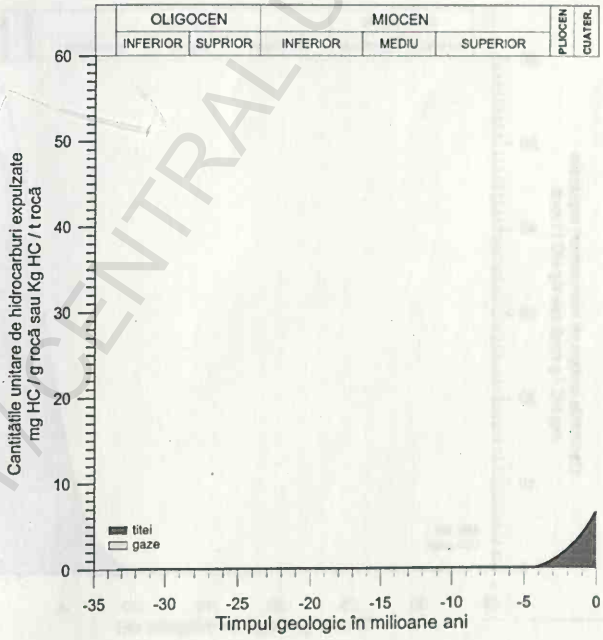


Locația 16 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

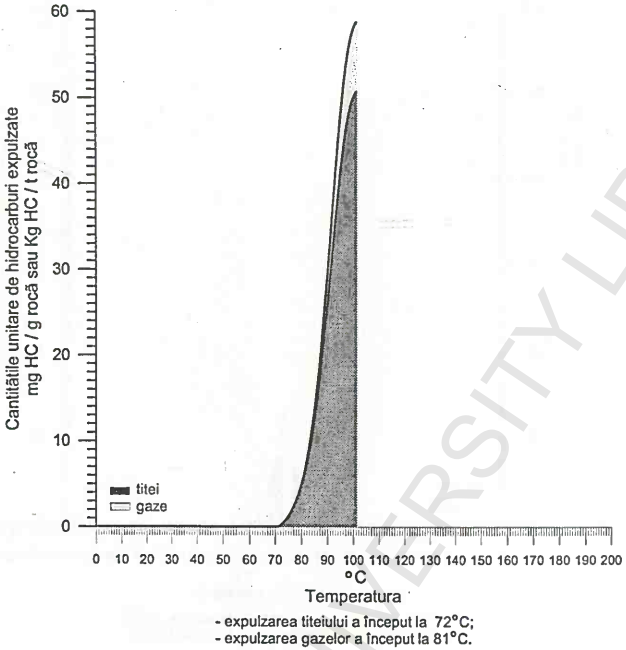


Locația 17 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.

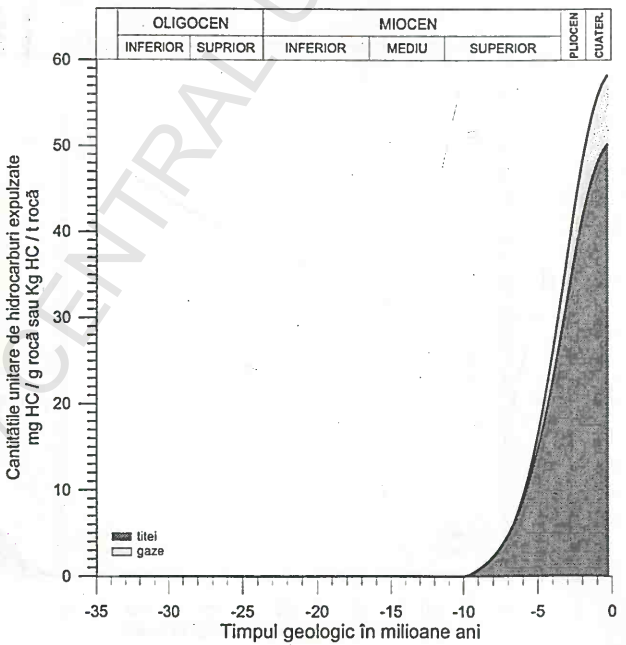


Locația 17 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Locația 18 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, în funcție de temperatură.



Locația 18 (fig. 39 și 40). Variația cantității de hidrocarburi expulzate din rocile sursă, pe parcursul timpului geologic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ISBN 973-37-0967-0